

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta
Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie
Studijní obor: Geografie a kartografie



Markéta Chotěborová

INVENTARIZACE A ANALÝZA RIZIKOVÝCH GEOMORFOLOGICKÝCH
PROCESŮ V CHILSKÉ ČÁSTI PATAGONIE

INVENTORY AND ANALYSIS OF RISKY GEOMORPHOLOGICAL
PROCESSES IN THE CHILEAN PART OF PATAGONIA

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Praha 2017

Vedoucí bakalářské práce: prof. RNDr. Vít Vilímek, CSc.

Zadání bakalářské práce

Název práce

Inventarizace a analýza rizikových geomorfologických procesů v chilské části Patagonie.

Cíle práce

Hlavním cílem této práce je inventarizovat rizikové geomorfologické procesy ve vymezeném regionu a analyzovat konkrétní události těchto procesů. Dílčími cíli práce jsou vymezení daného regionu a vytvoření jeho fyzicko-geografické podmínky, obecný popis jednotlivých procesů a vlastní zhodnocení těchto rizikových geomorfologických procesů.

Datum zadání: 21.01.2016

Jméno studenta: Markéta Chotěborová

Podpis studentky:

Jméno vedoucího práce: prof. RNDr. Vít Vilímek, CSc.

Podpis vedoucího práce:

Metodika práce

Prvotním zdrojem pro tuto práci byl odborný článek *Geology and Geomorphology of Natural Hazards and Human-Induced Disasters in Chile* od Adriana Cecioniho a Verónicy Pinedy, publikovaný jako součást knihy *Natural Hazards and Human-Exacerbated Disasters in Latin America* z roku 2010. Tento článek se zabývá nejrizikovějšími procesy na území celého Chile, kterými jsou sesuvy, vulkanismus, zemětřesení a tsunami. Většina údajů ovšem hovoří o událostech v severním nebo středním Chile. Tato práce se zaměřila na tyto čtyři procesy a jejich projev na území jižního Chile. Jako pátý rizikový proces byla přiřazena povodeň typu GLOF.

K vymezení Patagonie byla využita dostupné cizojazyčné odborné články, které byly doplněny o několik informací získaných při osobní komunikaci s autory, kteří v této oblasti provádějí své výzkumy. V první části práce byly popsány fyzicko-geografické podmínky chilské Patagonie, konkrétně tektonika, reliéf a klima. Tato byla vytvořena díky rešerši odborných článků, publikovaných v časopisech jako např. *Geology*, *Global and Planetary Change*, *International Journal of Climatology*, *Journal of Glaciology*, *Journal of South American Earth Sciences*, *Tectonics*, *The Holocene* nebo *Quaternary Science Reviews*. Ve druhé části byla pro obecný popis jednotlivých procesů použita převážně populárně-naučná literatura, zatímco údaje pro analýzu konkrétních událostí byly opět získány rešerší odborných článků. Data pro inventarizaci zemětřesení v chilské Patagonii pocházejí z databáze *Earthquake Hazards Program* vědeckovýzkumné vládní agentury United States Geological Survey (USGS), přičemž vstupními údaji bylo magnitudo $>4,5$ a časové rozpětí od 1.1.1917 do 1.1.2017. Data pro inventarizaci sopečné aktivity ve vymezeném území byla získána jak z odborné literatury, ze které vzešel seznam sopek, tak z databáze *Global Volcanism Program* provozované Smithsonianovým institutem (Smithsonian Institution) a databáze *Red Nacional de Vigilancia Volcánica de Chile*, provozované Národní službou geologie a hornictví (Servicio Nacional de Geología y Minería). K inventarizaci dalších procesů bude opět využito rešerše odborné literatury. V kapitole Výsledky bude, na základě údajů z předchozích kapitol, provedeno vlastní zhodnocení rizikových procesů probíhajících na území chilské Patagonie.

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Liberci,

dne.....

.....

ABSTRAKT

Zájmovou oblastí této práce je chilská část Patagonie. Ta se rozprostírá přes chilské regiony Los Lagos, Aysén a Magallanes. Zdejší prostředí je ovlivněno hned několika jevy, které zde působí jak zvlášť, tak převážně společně. Místní tektonické procesy, zejména subdukce litosférické desky Nazca pod desku Jihoamerickou, ovlivňují rizikové procesy zemětřesení (a na ně navazující tsunami a sesuvy) a vulkanismus. Tektonika se také podílela na tvorbě místního reliéfu, který má společně s klimatem (a jeho změnami) vliv také na specifický druh povodní, vznikajících náhlým uvolněním tavné vody z glaciálního jezera, známý pod anglickou zkratkou GLOF. Tyto geomorfologické procesy probíhají na Zemi již miliony let, některé z nich se ovšem ve chvíli, kdy se v okruhu jejich působnosti usadil člověk, staly rizikovými.

Klíčová slova: *rizikové geomorfologické procesy, Patagonie, zemětřesení, tsunami, vulkanismus, sesuvy, GLOF*

ABSTRACT

Area of interest of this bachelor thesis is part of Chilean Patagonia. It is spread across the Chilean regions of Los Lagos, Aysén and Magallanes. The local environment is influenced by several phenomena, which act separately and predominantly together. Local tectonic processes, especially the subduction of the Nazca Plate under the South American Plate, affect the risky processes of earthquakes (and subsequent tsunamis and landslides) and volcanism. The tectonics also contributed to the creation of a local relief, which, together with the climate (and its changes), also affected the specific type of floods called Glacial Lake Outburst Flood (GLOF). These geomorphological processes take place on earth for millions of years, but some of them became to be risky at the moment people began settling in territory of their influence.

Keywords: *risk geomorphological processes, Patagonia, earthquake, tsunami, volcanism, landslides, GLOF*

OBSAH

Seznam obrázků.....	6
1. Úvod.....	7
2. Vymezení zkoumané oblasti a její fyzicko-geografické podmínky.....	8
2.1. Tektonika	10
2.2. Reliéf.....	12
2.3. Klima.....	15
2.3.1. Zalednění	20
3. Inventarizace a analýza rizikových geomorfologických procesů	25
3.1. Zemětřesení	26
3.1.1. Aysén.....	31
3.1.2. Ohňová země.....	32
3.2. Tsunami.....	34
3.2.1. Valdívia	35
3.3. Sopečná činnost.....	37
3.3.1. Chaitén Volcano	43
3.3.2. Hudson Volcano	46
3.4. Sesuvy	49
3.4.1. Aysén fjord.....	51
3.4.2. Hornopirén	54
3.5. GLOF	56
3.5.1. Severopatagonské ledovcové pole	59
4. Výsledky	63
5. Diskuze	66
5.1. Deglaciace a vulkanismus	66
5.2. Rizikové geomorfologické procesy a dálkový průzkum země	68
6. Závěr	71
7. Zdroje.....	72
7.1. Seznam použité literatury.....	72
7.2. Seznam použitých internetových zdrojů	80
7.3. Seznam ostatních zdrojů	82

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obrázek č. 1: Vymezení Patagonie	9
Obrázek č. 2: Subdukce litosférických desek v oblasti Chile	11
Obrázek č. 3: Vymezení Patagonie	19
Obrázek č. 4: Zalednění v době LGM	23
Obrázek č. 5: Seveopatagonské (NPI) a Jihopatagonské (SPI) ledovcové pole	24
Obrázek č. 6: Umístění všech 174 zemětřesení >4,5 M	28
Obrázek č. 7: Zlomový systém Magallanes-Fagnano a zemětřesení z r. 1949	33
Obrázek č. 8: Mapa Jižní Ameriky s vyznačením SVZ a AVZ	38
Obrázek č. 9: Ústup ledovce na Michinmahuidě	42
Obrázek č. 10: Erupce sopky Chaitén v roce 2008	44
Obrázek č. 11: Šíření pyroklastického materiálu při erupci Hudsonu v roce 1991	48
Obrázek č. 12: Objem materiálu vyvrženého při erupci Hudsonu	48
Obrázek č. 13: Vyobrazení části fjordu Aysén a sesuvů vzniklých při zemětřesení	53
Obrázek č. 14: Průběh sesuvu, vznik tsunami a svahy po sesuvu	53
Obrázek č. 15: Mapa náchylnosti k sesuvům v okolí Hornopirénu	55
Obrázek č. 16: Vypuštěné jezero Cachet2	62

SEZNAM TABULEK

Tabulka č. 1: Rozdělení zemětřesení podle příslušnosti k regionu	29
Tabulka č. 2: Rozdělení zemětřesení podle velikosti magnituda	29
Tabulka č. 3: Rozdělení zemětřesení podle hloubky hypocentra	29
Tabulka č. 4: Rozdělení zemětřesení podle roku události	29
Tabulka č. 5: Rozdělení počtu zemětřesení v regionech do jednotlivých období	29
Tabulka č. 6: Sopky vulkanické zóny SVZ a AVZ	39
Tabulka č. 7: Přehledová tabulka GLOF - jezera hrazená ledovcem	58
Tabulka č. 8: Přehledová tabulka GLOF - jezera hrazená morénou	59

1. Úvod

Když se řekne Patagonie, každému se jistě vybaví její krásná příroda. Na jejím vytvoření a utváření se podílí mnoho vnitřních i vnějších geomorfologických procesů. Tyto procesy probíhají na Zemi již miliony let, některé z nich se ovšem ve chvíli, kdy se v okruhu jejich působnosti usadil člověk, staly rizikovými. Místní tektonické procesy, zejména subdukce litosférické desky Nazca pod desku Jihoamerickou, ovlivňují rizikové procesy zemětřesení, tsunami, sesuvy a vulkanismus. Tektonika se také podílela na tvorbě místního reliéfu, který má společně s klimatem (a jeho změnami) vliv také na specifický druh povodní, vznikajících náhlým uvolněním tavné vody z glaciálního jezera, známý pod anglickou zkratkou GLOF. Cílem této práce je analyzovat jednotlivé procesy, popsat jejich vznik a průběh, inventarizovat tyto procesy a na konkrétních případech z regionu ilustrovat konkrétní následky pro okolní obyvatelstvo.

2. Vymezení zkoumané oblasti a její fyzicko-geografické podmínky

Vymezení určitého regionu obvykle bývá snadný úkol, v případě chilské Patagonie se ovšem objevují určité nejasnosti ohledně polohy její severní hranice. Se zbytkem hranic problém není. Na západě a jihu ohraničuje Patagonii Tichý oceán, zatímco východní okraj tvoří státní hranice Chile-Argentina. Část Patagonie je též v malé míře omývána vodami Atlantského oceánu, a to na severu a na jihu Velkého ostrova Ohňové země (Isla Grande de Tierra del Fuego). Ale zpět k severní hranici. V odborných člancích, zabývajících se některou ze složek místní přírody, se nejčastěji setkáme s dvěma variantami. Někteří autoři, jako např. Davies a Glasser (2012), Georgieva a kol. (2016), Sagredo a Lowell (2012) nebo Villalba a kol. (2003), zahrnují do Patagonie území na jih od 38. rovnoběžky. Toto vymezení má pravděpodobně spojitost s územím Patagonie v sousední Argentině, kde patagonské území zasahuje až k této zeměpisné šířce. Dalším důvodem může být také rozsah Patagonského ledovcového štítu v době jeho maximálního rozšíření, kdy toto zalednění dosahovalo právě až ke 38. rovnoběžce. Třetím důvodem můžou být Patagonské Andy, za jejichž severní okraj je označováno území na 38° j.š. Druhá skupina autorů umísťuje hranici chilské Patagonie ke 41° j.š., jako např. Stern (osobní komunikace, 2017) nebo de Porras a kol. (2014). Jak uvádí právě María Eugenia de Porras (osobní komunikace, 2017), severní hranice chilské Patagonie bývá často nejasná, jelikož kritéria, která se k vymezení Patagonie používají (např. flóra, fauna, klima nebo lidské osídlení) nemají diskrétní limity, ale přechody, takže je často obtížné dojít k nějakému konsenzu. Jako nejčastější hranici používají “zastánci“ 41° j.š. fjord Reloncaví. S touto hranicí souhlasí také Bown (osobní komunikace, 2017), dle které je klíčovou charakteristikou Patagonie její typické vlhké klima. Jako druhou možnost pro stanovení hranice předkládá vymezení jižní části Jižní vulkanické zóny (SSVZ), která začíná na 41,5° j.š. Jelikož vulkanismus je jedním z charakteristických znaků Patagonie a klima je jedním ze zásadních faktorů ovlivňujících zdejší rizikové geomorfologické jevy, byl jako limit zkoumaného území zvolen právě 41° j.š. Jak tedy vypadá celé území chilské Patagonie, můžete vidět na následujícím Obrázku č. 1.

Obrázek č. 1: Vymezení Patagonie



pozn.: červená linie v levé části značí severozápadní hranici chilské Patagonie, východní hranici Patagonie je státní hranice s Argentinou)

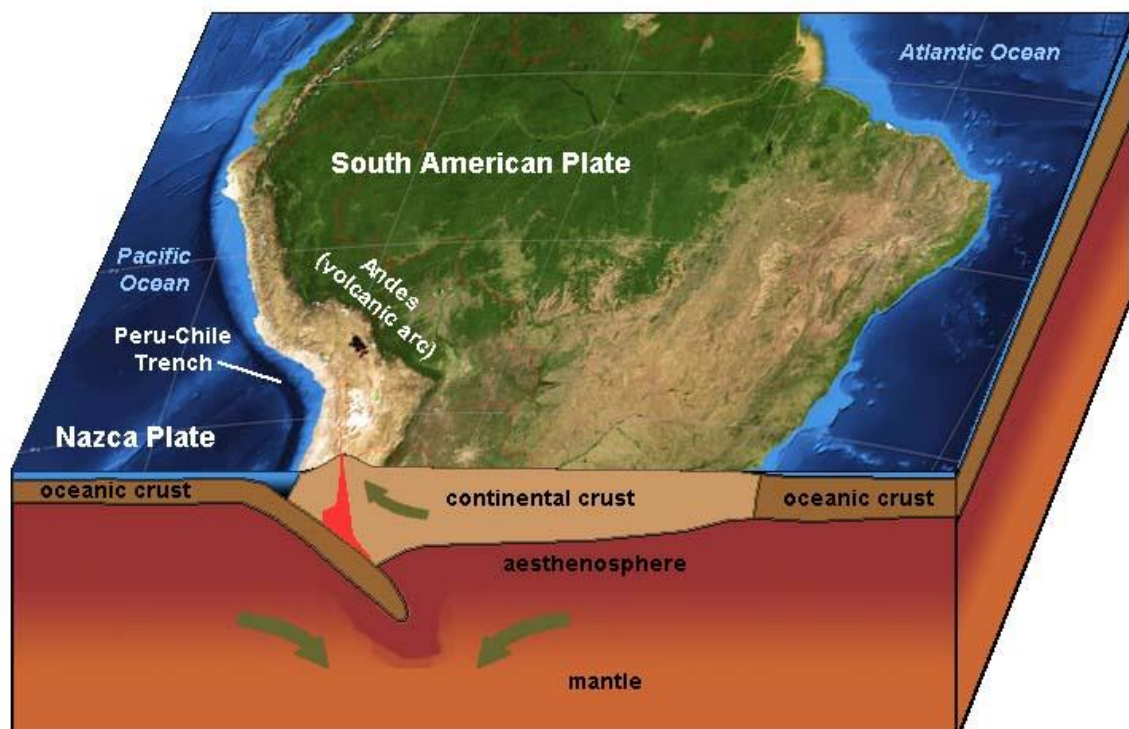
Zdroj: google.com

2.1. Tektonika

Chilské území, ať už kontinentální, ostrovní nebo antarktická část, se rozkládá celkem na 4 hlavních tektonických deskách. Jedná se o Jihoamerickou a Antarktickou desku a o desky Nazca a Scotia. Konvergence desek byla a stále je rozhodujícím faktorem pro utváření chilského reliéfu. Ten má pak dále vliv např. na klima, které je podstatné pro některé geomorfologické procesy. Na již zmíněné Jihoamerické desce, tvořené kontinentální kůrou, leží celý jihoamerický kontinent. Její východní okraj tvoří Středoatlantský hřbet. Linie západního okraje pak kopíruje okraj samotného kontinentu. Celá deska se pohybuje západním směrem, rychlostí cca 20-30 mm ročně. Proti ní, tedy východním směrem, se rychlostí 70-90 mm za rok pohybuje deska Nazca. Na kontaktu těchto dvou desek vzniká konvergentní rozhraní a dochází zde k subdukci (viz Obrázek č. 2), při které se deska Nazca podsouvá pod Jihoamerickou desku pod úhlem 20-30° (Major a Lara, 2015). V období před cca 28-25 mil. let došlo k velkému nárůstu míry konvergence po celé délce hranice Nazca - Jihoamerická deska, kdy rychlost subdukce dosahovala hodnot 11 až 15 cm/rok (Thompson a kol., 2001). Co se týče subdukce Antarktické desky pod desku Jihoamerickou, ta probíhá na jih od Chile Triple Junction (což je bod styku tří tektonických desek na úrovni poloostrova Taitao) výrazně nižší rychlostí, a to přibližně 2 cm/rok (Lagabriele a kol., 2004). Oproti subdukci Nazcy začala také výrazně později, dle Georgiev a kol. (2016) cca před 16 mil. lety. Rychlost konvergence Antarktické desky a desky Scotia je odhadnuta na cca 1,3 cm/rok (Cisternas a Vera, 2008).

Chilská subdukce (především subdukce desky Nazca) má 4 hlavní “produkty“. Prvním z nich jsou stále probíhající horotvorné procesy, které se v zájmovém území podílejí na vývoji And. Dalším následkem je vulkanická aktivita, která začala zesilovat na začátku kvartéru (více v kapitole 3.3 Sopečná činnost). Třetím je pak spojitost s tvorbou zemětřesení, a posledním je vznik Peruánsko-chilského (nebo také Atacamského) příkopu, dlouhého 5600 km a širokého 60 km, který je od pobřeží Chile vzdálen přibližně 160 km (Encyclopædia Britannica, 2016).

Obrázek č. 2: Subdukce litosférických desek v oblasti Chile



zdroj: geologycafe.com

2.2. Reliéf

Oblast chilské Patagonie můžeme primárně rozdělit na dva základní typy reliéfu. Prvním z nich je horský reliéf Patagonských And, druhým pak fjordový reliéf.

Orogenní růst Andského pohoří, které se v rámci Jižní Ameriky dělí na tři části (severní Kolumbijsko-venezuelské Andy, centrální Chilsko-peruánské Andy a jižní Patagonské Andy), začal během období pozdní křídy (Ghiglione a kol., 2016). Velkoplošná topografie And pak byla výrazněji rozvinuta také pozdní kenozoickou tektonikou a sopečnou činností, což časově odpovídá urychlení subdukce (Clapperton, 1994).

Patagonské Andy se rozprostírají rovnoběžně se subdukční zónou, v celkové délce více jak 2000 km. Dle Lagabriele a kol. (2004) sahá jejich severní okraj ke 41. rovnoběžce, zatímco Georgieva a kol. (2016) označují za začátek tohoto pohoří již 38. rovnoběžku. Jižní cíp pohoří pak dosahuje až k západní části Magallanesova průlivu na úrovni 53. rovnoběžky. Nejsevernější část Patagonských And administrativně spadá do regionu Los Lagos, v této oblasti nastává dramatická změna topografické nadmořské výšky. Oproti severnějším částem Chile je zde průměrná výška značně menší, konkrétně 1800 m (Clapperton, 1994). Najdeme zde několik sopečných vrcholů, jejichž výška přesahuje 1800 m a mají ledovcovou čapku (např. Yate, Michinmahuida nebo Corcovado). Mezi vrcholy nižší než 1800 m patří např. Hornopirén, Huequi nebo Pizzaro. Východní hranici této části chilské Patagonie tvoří státní hranice s Argentinou. Západní hranici pak tvoří vody zálivu Corcovado. Na jeho vzniku se podílela jak ledovcová eroze, tak tektonické potopení Centrálního údolí, jež následovalo zaplavení tohoto prostoru v době postglaciálního nárůstu vodní hladiny (Chapron a kol., 2016).

Směrem na jih od zálivu Corcovado (a stejně pojmenovaného národního parku) začíná region Aysén, celým jménem Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Ve východní části regionu pokračují Patagonské Andy. Západní ostrovní část, která je od té východní oddělena kanálem Moraleda, je prodloužením Cordillery de La Costa (tedy pobřežní Cordillerou). Skládá se ze souostroví Chonos a poloostrova Taitao. Jižně od tohoto poloostrova se nachází záliv Penas (Gulfo de Penas). Východním směrem od zálivu najdeme první oblast rozsáhlého zalednění, a to Severopatagonské ledovcové pole (SLP). Na severním okraji tohoto ledového hřebene, který měří více jak 100 km, najdeme také nejvyšší vrch Patagonie Monte San Valentin, dosahující nadmořské výšky 4058 m (Georgieva a kol., 2016). V této oblasti, tj. jižně od 47° j.š., se průměrná výška

And zvyšuje na hodnotu 2500 m (Clapperton, 1994). Jižně od Severopatagonského ledovcového pole, zhruba po 50 kilometrové nezaledněné mezeře, začíná druhá oblast rozsáhlého zalednění - Jihopatagonské ledovcové pole (JLP). Jeho nejsevernější část náleží do regionu Aysén, jeho větší část ovšem administrativně spadá do regionu Magallanes, celým jménem Region de Magallanes y de la Antártica Chilena (více o ledovcových polích v kapitole 2.3.1. Zalednění). Západním směrem od Jihopatagonského ledovcového pole je krajina chráněna pod záštitou Národního parku Bernardo O'Higgins. U jihovýchodního konce JLP se zase rozprostírá Národní park Torres del Paine. Mezi nejvyšší vrcholy této oblasti patří např. Murallón (3600 m), Monte Fitz Roy (3406 m) nebo Torres del Paine (2885 m). Od jižního konce JLP se průměrná výška Patagonských And už pouze snižuje. V jihovýchodní části chilské Patagonie se rozprostírá Magallanská pampa, za východní částí Magallanského průlivu najdeme ostrov Tierra del Fuego, jehož převážná část je rovinatá, místy mírně kopcovitá. Na jih od východní části Magallanského průlivu najdeme ledovcem pokryté pohoří Cordilleru Darwin, jejímž nejvyšším vrchem je Monte Shipton (jiným názvem též Monte Darwin nebo Monte Agostini-Darwin), vysoký 2469 m (Encyclopædia Britannica, 2016).

Jak bylo řečeno na začátku kapitoly, druhým významným krajinným prvkem po horách jsou fjordy, které jsou jedním ze symbolů Patagonie a pokrývají celý její západní okraj. Krajina rozdělená fjordy, kanály a zálivy, byla zformována působením tektoniky a kvartérního zalednění. Právě fjordy jsou významným pozůstatkem tohoto dřívějšího zalednění v jižním Chile (Soto, 2009). Oblast Patagonie je jednou z nejrozsáhlejších fjordových oblastí světa (Iriarte a kol., 2010). Vznik pojmu fjord je připisován obyvatelům Skandinávie, na Novém Zélandu a v Severní Americe se často používá označení "sound", zatímco chilské fjordy jsou někdy označovány jako "canal" nebo "seno".

Fjordy jsou geomorfologické prvky, které představují přechodnou formu mezi pevninským a mořským prostředím. Fjordy byly formovány především pleistocenní ledovcovou erozí (tzn. postupem a ústupem ledovců), a jsou to prostory, které byly následně zaplaveny stoupající hladinou moře. Jejich orientace je často spojena s místním tektonickým zlomovým systémem. Údolí fjordů mají tvar písmene U (Howe a kol., 2010; Breuer a kol., 2013). Dno fjordů bývá pokryto příčnými hřebeny, které mají poměrně strmé svahy, podle toho, jak ledovec ustupoval. Jsou to tedy morény, které se vytvářely na bývalých okrajích ledovce. Dno mezi těmito příčnými hřebeny

bývá vyplněno sedimenty. Některé vnitřní fjordy v centrální Patagonii obsahují vrstvu sedimentů o tloušťce 200-400m, což je z části pozůstatek deglaciace po posledním glaciálním maximu. Zkoumáním těchto sedimentů je možné rekonstruovat klimatické změny, a to zejména v době přechodu od pleistocénu k holocénu (Dowdeswell a kol., 2016). Patagonské fjordy bývají v poslední době stále častěji využívány k rybářskému průmyslu, konkrétně k chovu lososů a mušlí (Howe a kol., 2010). S tím je spojeno i osidlování těchto fjordů. Jak mohou obyvatelé těchto fjordů ohrozit geomorfologické procesy v nich probíhající, je ilustrováno na fjordu Aysén a podrobněji popsáno v kapitole 3.4.1. Aysén fjord. Kromě fjordu Aysén patří mezi stovky dalších chilských fjordů např. Reloncaví, Cholgo a Comau v region Los Lagos, Quintranco a Cupquellán v regionu Aysén a Europa, Calvo, Última Esperanza nebo Almirantazgo v regionu Magallanes. Mezi fjordy zařazuje Breuer a kol. (2013) i bývalá proglaciační jezera Seno Skyring a Seno Otway, která byla zaplavena vodou v době globálního zvýšení mořské hladiny.

Celkově se dá říci, že kromě tektonických procesů je reliéf chilské Patagonie ovlivněn i místním klimatem, konkrétně pak s klimatem spojeným zaledněním. Montgomery a kol. (2001) poukazují na to, že vysoká topografie nemůže přetrvávat ve vysokých zeměpisných šířkách a že Andy s vysokou nadmořskou výškou končí v centrální části Chile částečně i proto, že zde protínají trvalou sněžnou čáru. Je zde tedy vyšší míra glaciální a periglaciální eroze, která reliéf účinně omezuje. Více o klimatu a zalednění v další kapitole.

2.3. Klima

Stejně jako klima prostřednictvím ledovců ovlivňuje reliéf, tak i reliéf ovlivňuje rozmanité chilské klima. Velkou zásluhu na tom mají se svojí působivou délkou, spojitostí a výškou Andy, které výrazně narušují atmosférický oběh (Garreaud, 2009). Andy vytváří orografickou překážku prakticky kolmou jak na hlavní proudění vzduchu ze západu, tak na srážkové režimy řízené Hadleyho buňkami (Montgomery a kol., 2001). Schneider a kol. (2003) tak označují Andy za jeden z nejextrémnějších klimatických předělů na světě. Ovlivňují tak dvě nejčastěji používané statistiky pro klasifikaci klimatu, a to teplotu a srážky. Podnebí je kromě reliéfu ovlivněno i zeměpisnou šířkou daného regionu nebo třeba blízkostí vodních útvarů (Cerdeira, 2017).

Změny klimatu, které probíhají ve většině zemí světa, se samozřejmě nevyhnuly ani Chile. Světové změny klimatu mohou být vyvolány jak přirozeným způsobem, jako jsou např. vulkanické aktivity (měnící složení a koncentraci plynů v atmosféře) nebo astronomické faktory (např. sklon zemské osy), tak i tím nepřirozeným, tj. antropogenním způsobem, a to zejména produkcí skleníkových plynů. Ty mají dle zpráv Mezivládního panelu pro změny klimatu (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, orgán fungující pod záštitou OSN) za následek globální oteplování.

Globální oteplování má vliv i na klima chilské Patagonie, a to skrz více či méně intenzivní působení hned 3 klimatických jevů - El Niño Jižní oscilace (ENSO), Pacifické dekadální oscilace (PDO) a Antarktické oscilace (SAM, tj. Southern Annual Mode). Dle Rosenblütha a kol. (1997) mohou být změny velikosti nebo frekvence těchto oscilací výrazem zvýšeného skleníkového efektu. Tyto oscilace mají na svědomí změny tlaku, rozložení a úhrnu srážek, teploty vzduchu a moře i změny západního proudění. To vše má samozřejmě vliv na místní ledovce a tím pádem i na některé rizikové geomorfologické jevy, jako je např. povodeň typu GLOF (více v kapitole 3.5. GLOF).

El Niño Jižní oscilace je klimatický jev, který je vyvolán interakcí mezi atmosférou a Tichým oceánem. Tento jev má dvě fáze, teplou El Niño a studenou La Niña, které se střídají po několika letech, dle Garreauda (2009) se jedná o 2 až 7leté cykly. Při teplé fázi proudí teplé oceánské proudy ze západu Tichého oceánu ke břehům Jižní Ameriky a přinášejí dešťové srážky. Při studené fázi je naopak posílen studený Humboldtův proud, který proudí kolem chilského pobřeží od jihu na sever a má na svědomí sucho. Dle Warrena a Sugdena (1993) má El Niño Jižní oscilace v oblasti

Patagonie mnohem menší vliv na klima, než je tomu např. v severním Chile, nicméně vliv tohoto klimatického jevu nemůže být v patagonské oblasti ignorován. A to např. v situaci, kdy jsou jednotlivé fáze posíleny pozitivní nebo negativní fází Pacifické dekadální oscilace. Opět se jedná o střídání chladnější a teplejší fáze teploty vody i vzduchu v Tichém oceánu, na rozdíl od El Niña má tato oscilace cykly dlouhé 20-30 let. Výrazné změny teplot (zejména těch letních) a srážek v jižních Andách byly zaznamenány po roce 1976, kdy pravděpodobně došlo ke změně ze studené fáze PDO (probíhající v letech 1947-1976) na teplou fázi, která trvala do konce 90. let 20. století (Carrasco, 2008). Třetí oscilací je Antarktická oscilace, která se projevuje především změnou tlaku v oblasti mezi 40. a 50. rovnoběžkou. Následkem toho dochází ke změnám intenzity a polohy západního proudění a změnám teploty vzduchu (Garreaud, 2009).

Toto západní proudění přináší k chilským břehům jižně od 40° j.š. mokrý mořský vzduch, který je ochlazován při přechodu přes studený Humboldtův proud (Villalba a kol., 2003; Clapperton, 1994). Zejména oblast na jih od 46° j.š. tak má díky tomuto proudění mokré a větrné klima po celý rok. V oblasti patagonských ledovcových polí může rychlost větru chvílemi přesahovat i 55m/s (Warren a Sugden, 1993). Podle de Porassy a kol. (2014) existuje podél celého pobřeží pozitivní korelace mezi rychlostí větru a místními srážkami. Interakce mezi tímto západním prouděním a reliéfem Patagonských And má za následek vznik západo-východního srážkového gradientu, a to díky tomu, že je západní vzduch nucen stoupat po západním svahu And. Srážky tak rostou s nadmořskou výškou a maxima dosahují v blízkosti hřebene (zde jsou hodnoty 2-3krát větší, než na pobřeží). Na východní straně And může být v některých oblastech množství srážek ve vzdálenosti 100 km od hřebene až 20krát menší (Garreaud, 2009; Villalba a kol. 2013).

Chilské klima je obecně řečeno velmi různorodé, což má na svědomí protáhlý tvar jeho území, které sahá od 17. až k 56. rovnoběžce. Chileané tak v rámci svého státu mohou navštívit jak nejsušší místo světa (Atacamskou poušť), tak oblasti s mírným teplým klimatem a stálezelenými lesy nebo deštivou a větrnou oblast ledovcových polí. Co se týče podnebí v chilské části Patagonie, jejímu území primárně dominují čtyři klimatické oblasti dle Köppen-Geigerovy klasifikace. Severní část chilské Patagonie zabírá mírně teplé klima bez suchého období s teplým létem (Cfb). Ve střední části oblasti najdeme mírně teplé klima bez suchého období s chladným létem (Cfc), zatímco výše položená místa a jižní část Patagonie se řadí do kategorie tundry (ET). Oblast na

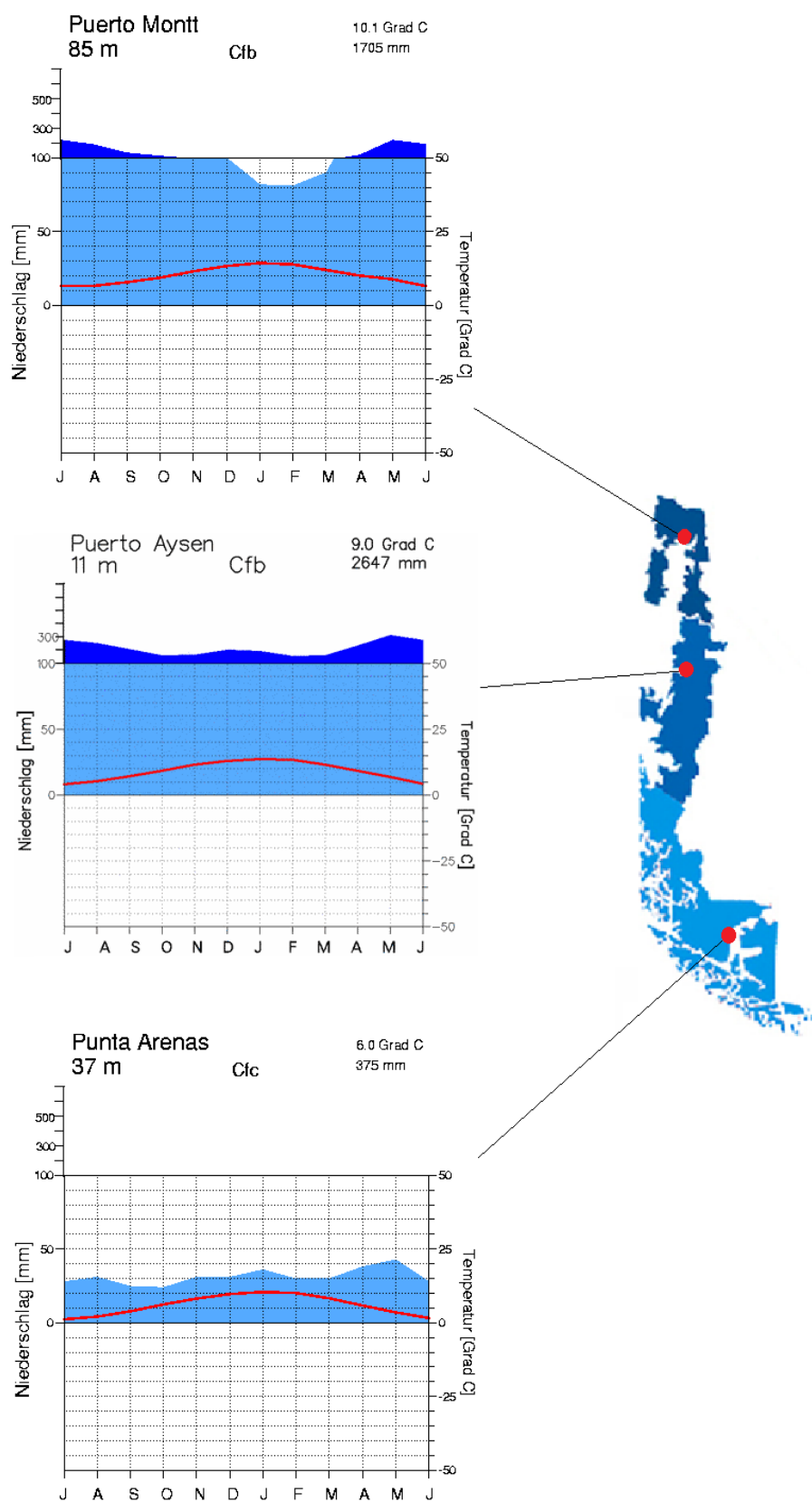
sever od města Punta Delgada, města, které se nachází v závětrí a srážkovém stínu And, spadá do kategorie chladného suchého podnebí savan a stepí (Bsk).

Ačkoliv se teplota na jižní polokouli od roku 1910 do roku 1990 poměrně konstantní rychlostí zvýšila o $0,4^{\circ}\text{C}$, tak se toto oteplování netýká všech částí Patagonie. V oblasti kolem 41. rovnoběžky převládalo zejména od 50. do poloviny 70. let období ochlazování (Rosenblüth a kol., 1993). To má s vysokou pravděpodobností souvislost se změnou fáze Pacifické dekadální oscilace. Celkově se zde v období 1930-1989 snížila průměrná roční teplota o $1,4^{\circ}\text{C}$. Naopak jasný oteplovací trend je pozorován u stanic jižně od 46° j.š., přičemž se jedná zejména o změny letních teplot. Průměrné roční teploty v období 1900-1990 jsou o $0,53\text{--}0,86^{\circ}\text{C}$ vyšší, než v období 1840-1899 (Villalba a kol., 2003). Oteplování, ale ani ochlazování, není dle dat ze stanice u Punta Arenas zaznamenáno v okolí východní části Magallanesova průlivu (Warren a Sugden, 1993). Rosenblüth a kol. (1993) ovšem poukazuje na ochlazení v letech 1991/1992, které se shoduje s obdobím erupce chilské sopky Hudson v srpnu 1991 (více o této erupci v kapitole 3.3.2. Hudson Volcano).

Co se týče konkrétních číselných hodnot teploty a srážek v chilské Patagonii, je nutné je brát s určitou rezervou. Jak upozorňuje Villalba a kol. (2003), tato oblast patří mezi nejméně prozkoumané oblasti jižní polokoule. Je obtížné pozorovat dlouhodobé změny klimatu někde, kde je malý počet meteorologických stanic (které jsou daleko od sebe) a navíc špatná kvalita přístrojových dat. Časové řady jsou krátké, fragmentované a mají vážné nedostatky kvůli nezdokumentovaným změnám ve vybavení a poloze. Například stanice v Puerto Montt (cca 30 km severozápadně od Reloncaví) byla v roce 1964 přesunuta z místa u pobřeží k místnímu letišti ve vnitrozemí, kde je výškový rozdíl přibližně 60 m, aniž by byla data dál zaznamenávána souběžně na obou místech. Tato změna tak způsobila nespojitost v teplotní řadě (Rosenblüth a kol., 1993). Průměrná roční teplota v Puerto Montt dosahuje hodnoty $10,1^{\circ}\text{C}$ se srážkami 1705 mm/rok rozloženými do celého roku s mírným letním snížením (viz Obrázek č. 3; klimadiagramme.de, 2016). Srážky ovšem zaznamenávají od severu až po cca 46. rovnoběžku od roku 1950 celkový pokles. V regionu Aysén je hodnota ročních srážek na západě 2000 mm a na východě u hranic s Argentinou 600 mm. Stanice Puerto Aysén vykazuje průměrné roční hodnoty 9°C a 2647 mm srážek. Teploty v regionu v zimě padají pod 0°C , což umožňuje выпадávání srážek ve formě sněhu. V létě jsou potenciální vyšší teploty potlačeny silnými větry (Cerda, 2017; klimadiagramme.de, 2016). Ve vyšších oblastech ledovcových polí se průměrná roční teplota pohybuje pod

hranicí 0°C, srážky zde dosahují hodnot 6000-7000 mm (SLP) a 6400-7000 mm (JLP). Těmto hodnotám napomáhá vysoká míra oblačnosti, která produkuje až 300 srážkových dnů ročně (Warren a Sugden, 1993). V oblasti jižní Patagonie můžeme opět pozorovat zřetelný západo-východní srážkový gradient. U západního pobřeží jsou průměrné roční hodnoty 6,9°C a 2600 mm srážek. V blízkosti hřebene se množství srážek zvedá na 6000-7000 mm/rok, na východních svazích klesají na hodnotu 1000 mm/rok a u Punta Arenas roční množství srážek, při teplotě 6°C, klesá až k 375-505 mm. Schneider a kol. (2003), kteří na jihu Patagonie v období 1988-2002 umístili několik vlastních stanic, ovšem připouštějí, že zejména hodnoty naměřených srážek mohou být nadhodnoceny a to kvůli velmi větrnému prostředí a bouřím.

Obrázek č. 3: Klimadiagramy stanic Puerto Montt, Puerto Aysén a Punta Arenas



zdroj: klimadigramme.de

2.3.1. Zalednění

Klima chilské Patagonie, společně s reliéfem, poskytuje (zatím ještě) vhodné podmínky pro existenci dvou velkých zaledněných ploch - patagonských ledovcových polí. Současný rozsah těchto ploch se ovšem nedá srovnat s rozlohou zalednění během kvartérního ledovcového maxima. Poslední glaciální maximum (LGM) proběhlo v období před cca 26-19 tis. lety a bylo pro něj charakteristické relativně stabilní studené klima a nízká hladina světového oceánu (Murray a kol., 2012). Za klimatických podmínek LGM se podél hřebene Patagonské Cordillery vytvořil ledovcový štít dlouhý 1800 km (od 38° do 55° j.š.), s odhadovaným objemem 500 tis. km³ (viz Obrázek č. 4). Západní okraj tohoto rozsáhlého štítu dosahoval pravděpodobně až hranice kontinentálního šelfu (Hulton a kol., 2001). Rozdíl ve vzdálenosti mezi východním okrajem štítu v oblasti Torres del Paine a dnešním Jihopatagonským ledovcovým polem dosahoval pouhých 70 km (Glasser a kol., 2008). Jižní cíp ledovcového štítu zasahoval až na Isla Grande del Tierra de Fuego. Rozšíření severního okraje štítu do takto nízkých zeměpisných šířek bylo možné pravděpodobně díky tomu, že západní proudění vzduchu (a s tím spojené srážky) bylo posunuto severním směrem oproti jeho dnešní poloze a to zhruba o 5-6°. Sněhová linie byla oproti té dnešní zhruba o 800-1000 výškových metrů níže (Clapperton 1994). Během kvartéru ledovce několikrát ustoupily a zase postoupily, což byla přirozená reakce na drobné výkyvy klimatu, přičemž se tak vytvářely terminální morény, které nyní hradí místní jezera (Glasser a kol., 2008).

V období před $19,7 \pm 1,1$ tis. let začaly ledovce opět ustupovat, což byla reakce na začínající deglaciální oteplování v oblasti Patagonie a na Novém Zélandu. Toto oteplování je spojeno (skrz cirkulaci oceánů) s ústupem ledovcových štítů severní polokoule, které odstartovalo o něco dříve. K výraznému urychlení ústupu došlo v době před $18,9 \pm 0,4$ tis. let, přičemž během následujících necelých 2 tisíc let došlo k oteplení o přibližně 1,5°C, což představuje třetinu odhadovaného deglaciálního oteplení vůči dnešní době.

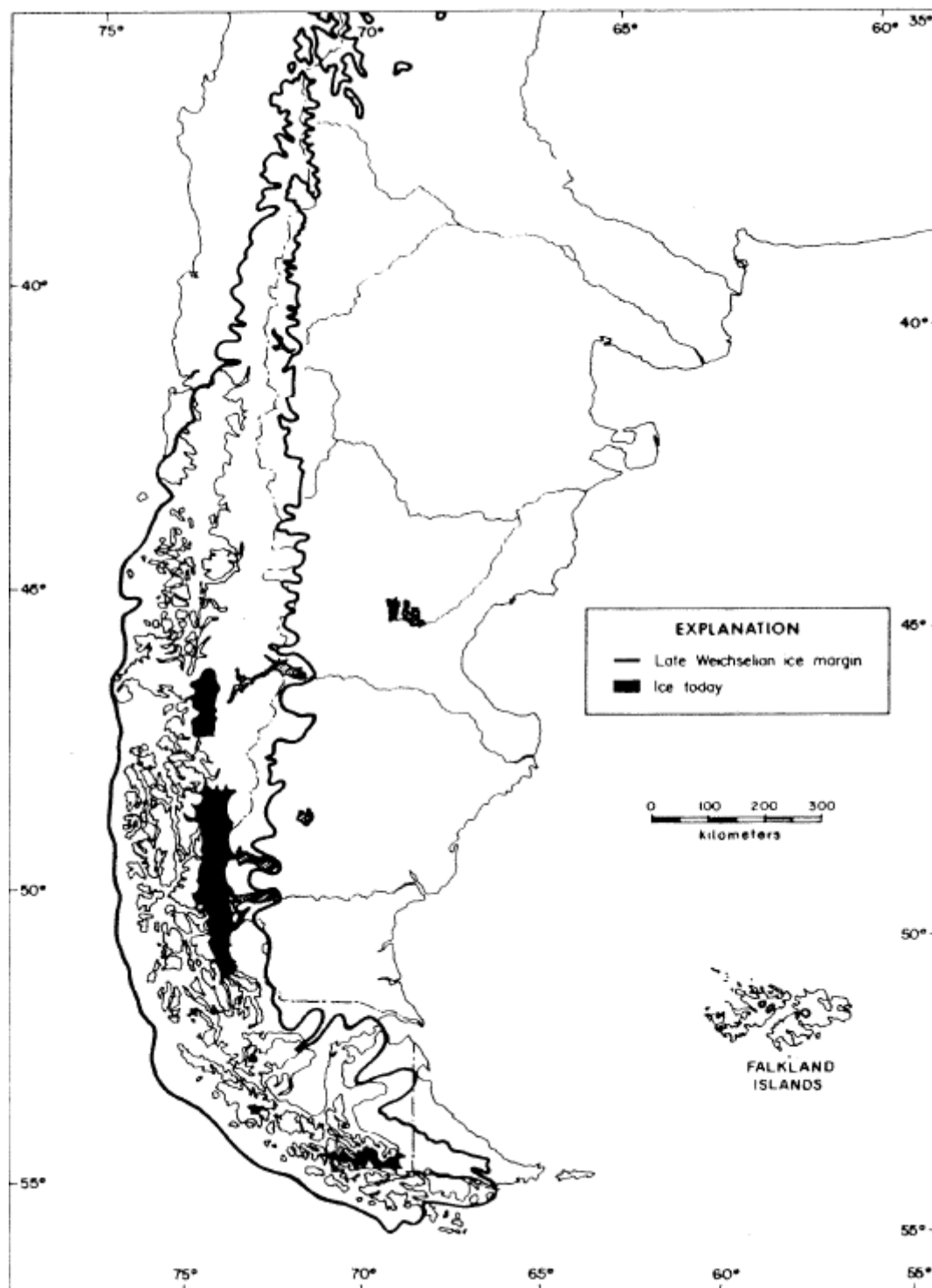
Z původní obrovské masy ledu tak zbyly do dnešní doby jen dvě výše zmíněné (rozlohou významné) zaledněné oblasti, jejichž výstupní ledovce jsou vystaveny poklesům srážek a zvyšující se teplotě. Patagonské ledovce jsou citlivé na zimní srážky a letní teploty, přičemž ledovce na východní straně andského hřebene jsou díky srážkovému stínu citlivější více na změny teplot, než na změny srážek (Murray a kol., 2012). V důsledku oteplování i úbytku srážek se zvyšuje nadmořská výška sněžné čáry,

což je linie, nad kterou dochází k akumulaci a pod jejíž úrovní dochází k ablaci ledovce (Carrasco, 2008). Na úrovni 43° j.š. se nadmořská výška sněžné čáry pohybuje okolo 1600 m (Davies a Glasser, 2012), přičemž směrem na jih tato hodnota dále klesá. Stejně jako existuje severo-jihní gradient, můžeme pozorovat v hodnotách nadmořské výšky sněžné čáry i západovýchodní gradient. V oblasti ledovcových polí nadmořská výška této linie dosahuje hodnoty 500 m na návětrné západní straně, zatímco na východní závětrné straně dosahuje hodnoty 1350 m (Warren a Sugden, 1993).

Oblast patagonských ledovcových polí (viz Obrázek č. 5) je často využívána k pozorování vlivů klimatických změn na ledovce, a to i pomocí posunů sněžné čáry. Severopatagonské ledovcové pole (španělsky Campo de hielos Patagónico Norte, anglicky Northern Patagonian Ice Field) je 120 km dlouhé a 40-60 km široké, přičemž celkově zabírá plochu 4200 km². Maximální množství srážek, které ho vyživují, je dle Daviese a Glassera (2012) odhadováno na více 10000 mm/rok. Pro toto ledovcové pole je charakteristická vysoká míra ablace, strmý gradient srážek a vysoké rychlosti ledu. Najdeme zde také výstupní ledovec San Rafael, který je označován jako tidewater ledovec (tj. typ ledovce, jehož čelo dosahuje vodní hladiny) s nejnižší zeměpisnou šířkou na světě. Patří též mezi nejrychleji tekoucí ledovce na světě, nejvyšší rychlost naměřili v roce 2007, a to $19,7 \pm 1,2$ m/den. Téměř všechny ledovce tohoto pole (98,1 %) se v období od r. 1870 (konec Malé doby ledové) do roku 2011 zmenšovaly. Za období 2001-2001 (0,23 %/rok) ubylo dvakrát více z rozlohy pole, než v období 1870-1986 (0,09 %/rok). Obecný ústup, zmenšování tloušťky a negativní hmotnostní bilanci lze pozorovat i u Jihopatagonského ledovcového pole, které je o poznání větší než to severní, jeho rozloha se pohybuje okolo 13000 km² (malá část z toho na území Argentiny). Od severu na jih měří 360 km a jeho průměrná šířka činí 40 km, Místy dosahuje až 3400 m n. m. Vytékají z něho mírné výstupní ledovce, které končí ve fjordech (západní strana), proglaciačních jezerech (východní strana) nebo na pevnině. Najdeme zde i největší ledovec Jižní Ameriky - Glaciér Pío XI (známý též jako ledovec Brüggeren), jehož rozloha je 1265 km². V jihopatagonském ledovcovém poli došlo mezi 1870 a 2011 ke zmenšení 96,5 % jeho ledovců (Glasser a kol., 2008; Davies a Glasser, 2012). Kromě těchto ledovcových polí zkoumali Davies a Glasser (2012) i menší zaledněná území, a to Gran Campo Nevado na ostrova Isla Riesco a ledovce Cordillera Darwin, která se nachází v nejjižnější části Chile. Na území Gran Campo Nevado se 63,6 % ledovců zmenšilo a 36,5 % se nezměnilo. Naproti tomu míra úbytku ledovců v Cordilleře Darwin se zmenšuje, v letech 1870-1986 se místní ledovce zmenšily

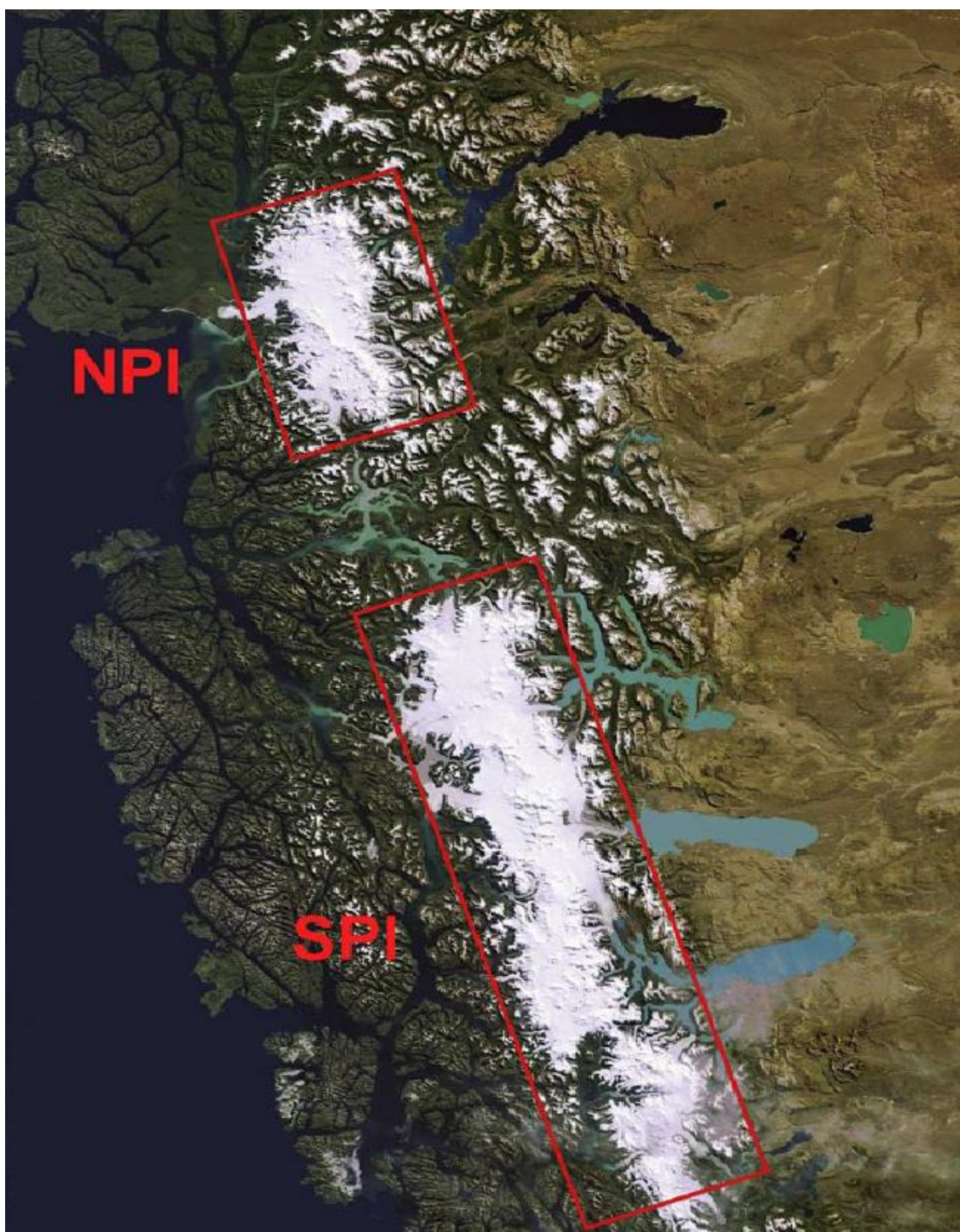
o 77,5 %, v letech 1986-2001 o 39,5 % a v letech 2001-2011 o 31,8 %. Celkově došli k závěru, že se 90,2 % zkoumaných ledovců v období 1870-2011 zmenšilo, 9,5 % se nezměnilo a 0,3 % se zvětšilo. Hodnota zmenšení ledové plochy od konce Malé doby ledové činí u severního pole 664 km² (14,2 % původní rozlohy), u jižního pole 1643 km² (11,4 %) a v Cordilleře Darwin 306 km² (14,4 %). V současnosti se severní a jižní pole zmenšují rychlostí 9,4 km²/rok (0,23 %/rok), resp. 20,5 km²/rok (0,15 %/rok). Rignot a kol. (2003) odhadli rychlost úbytku objemu ledu patagonských ledovcových polí na $37,7 \pm 4,0$ km³ a příspěvek ke zvýšení globální hladiny moře $0,105 \pm 0,011$ mm. Oproti tomu Chen a kol. (2007) odhadli současný roční úbytek objemu z obou patagonských ledovcových polí na $27,9 \pm 11$ km³. Tento objem představuje příspěvek nárůstu vodní hladiny $0,078 \pm 0,031$ mm ročně. To odpovídá průměrnému ztenčení ledu o 1,6 m/rok. Oba se nicméně shodují v tom, že získat přesné údaje o hmotnostní bilanci těchto ledovců je obtížné a naměřené hodnoty tak mají určité rezervy. Ledovce Patagonie pokrývají plochu 5krát menší, než ledovce na Aljašce, zatímco velikost jejich příspěvku k růstu hladiny je 9 %, u aljašských ledovců je to 30 % (Rignot a kol., 2003). V absolutních číslech je samozřejmě významnější úbytek zalednění z aljašských ledovců, v relativních číslech ovšem úbytek zalednění v Patagonii potenciálně představuje větší riziko, než úbytek zalednění na některých větších plochách.

Obrázek č. 4: Zalednění v době LGM



zdroj: Warren a Sugden (1993)

Obrázek č. 5: Severopatagonské (NPI) a Jihopatagonské (SPI) ledovcové pole



zdroj: Chen a kol. (2007)

3. Inventarizace a analýza rizikových geomorfologických procesů

Geomorfologické procesy probíhající na naší planetě můžeme rozdělit na dvě základní skupiny, a to endogenní a exogenní procesy. Jde o dva druhy procesů, které antagonisticky působí na vznik a vývoj reliéfu. Výslednou podobu jednotlivých tvarů zemského povrchu ovlivňuje mnoho faktorů, jako např. místní klima, geologická struktura nebo vlastnosti hornin. Vnitřní i vnější procesy na Zemi probíhají již miliony let, rizikovými se však staly až ve chvíli, kdy začaly zasahovat do prostředí člověka a ohrožovat tak nejen jeho majetek, ale i samotný život.

Mezi endogenní, tedy vnitřní, procesy patří pomalé horotvorné a pevninotvorné procesy a mezi ty rychlé procesy vulkanismus a zemětřesení. Všechny tyto procesy jsou vyvolány vnitřními pochody naší planety a mají původ v zemské kůře a svrchním pláští. Jsou často vázány na určitá místa (jako např. okraje litosférických desek) a zejména vulkanismus a zemětřesení se vyznačují nepravidelností a nepředvídatelností.

Oproti tomu exogenní procesy jsou nepřetržité a probíhají s různou intenzitou na povrchu nebo těsně pod ním. Jsou zapříčiněny především mimozemskými faktory a také zemskou gravitací. Základním činitelem je sluneční záření, které ovlivňuje ovzduší (zejména teplotu) a umožňuje život na naší planetě (Horník a Netopil, 1986). Mezi další činitele, kterých obvykle působí více najednou, patří voda, led, vítr, činnost živých organismů včetně člověka a přitažlivost dalších těles sluneční soustavy. Tyto činitelé, mající chemický nebo mechanický charakter, jsou pak příčinou zvětrávání, pohybů a modelace (Chábera, 1996). Dochází tak (např. pomocí glaciálních nebo svahových procesů) k odstraňování nerovností povrchu, jenž byl utvořen endogenními procesy. Výsledným produktem jsou různé typy reliéfu (např. krasový, říční nebo ledovcový), kde najdeme erozní a akumulární tvary, mezi kterými probíhá transport (Buzek a Havrlant, 1977).

V chilské části Patagonie narazíme na velký počet zástupců rizikových procesů, do této skupiny patří zemětřesení a s ním spojené vlny tsunami, vulkanismus, svahové procesy a záplavy typu GLOF. Tyto rizikové geomorfologické procesy budou popsány v následujících kapitolách.

3.1. Zemětřesení

Vzhledem k tomu, že ani v dnešní moderní době nelze s dostatečným předstihem spolehlivě předpovědět příchod zemětřesení, jedná se o velmi nebezpečný rizikový jev. Přesto se člověk často snaží “jít proti přírodě“ a staví svá sídla v nebezpečných oblastech. Dle Poledneho (2000) žijí v seismicky aktivních oblastech zhruba 2 miliardy lidí. Mezi tyto oblasti můžeme zařadit např. Japonsko nebo Kalifornii (Luhr, 2004). Jedním z nejohroženějších měst na světě je právě kalifornské San Francisco, které leží na velmi aktivním zlomu San Andreas (Poledne, 2000).

Zemětřesení můžeme definovat jako otřesy zemského povrchu, které mají původ pod povrchem země (Ondrášek a kol., 2011). Tektonické pohyby a vnitřní síly Země vyvolávají a hromadí napětí. To se nejvíce hromadí v konvergentních zónách, kde dochází ke kolizi nebo podsouvání litosférických desek, jako je tomu například právě v Chile. Tyto litosférické desky se nehýbají nepřetržitě, většina pohybů je diskontinuální (Cisternas a Vera, 2008). Rychlým uvolněním napětí vznikne seismická energie, která se začne šířit do okolí v podobě seismických vln (Jakeš, 2005).

Většina zemětřesení má původ v hloubce do 25 km (Ondrášek a kol., 2011). Ta nejsilnější pak vznikají v hloubce do 50 km (Jakeš, 2005). Do 70 km hloubky označujeme zemětřesení jako mělká, od 70 do 300 km jako středně hluboká a do 700 km jako hluboká. Jejich původ může být přírodní, technický nebo indukovaný (Ondrášek a kol., 2011). Zemětřesení s přírodním původem můžeme dále rozdělit na řítivá, vulkanická nebo tektonická. Právě tektonická zemětřesení jsou nejnebezpečnější a taky nejčastější (95 % přírodních otřesů). Místo vzniku zemětřesení (v zemské kůře nebo plášti) se nazývá hypocentrum nebo ohnisko. To nemá povahu bodu, obvykle je to zlom. Svisle nad hypocentrem, na povrchu země, je pak epicentrum. V epicentru mívají otřesy nejničivější účinek. U slabých zemětřesení proběhne obvykle pouze jeden otřes, u těch silnějších jich je více a také již několik dní předem dochází k tzv. předtřesům (foreshocks) a po hlavním otřesu mohou následovat v řádu několika dní i měsíců tzv. dotřesy neboli aftershocks (Jakeš, 2005).

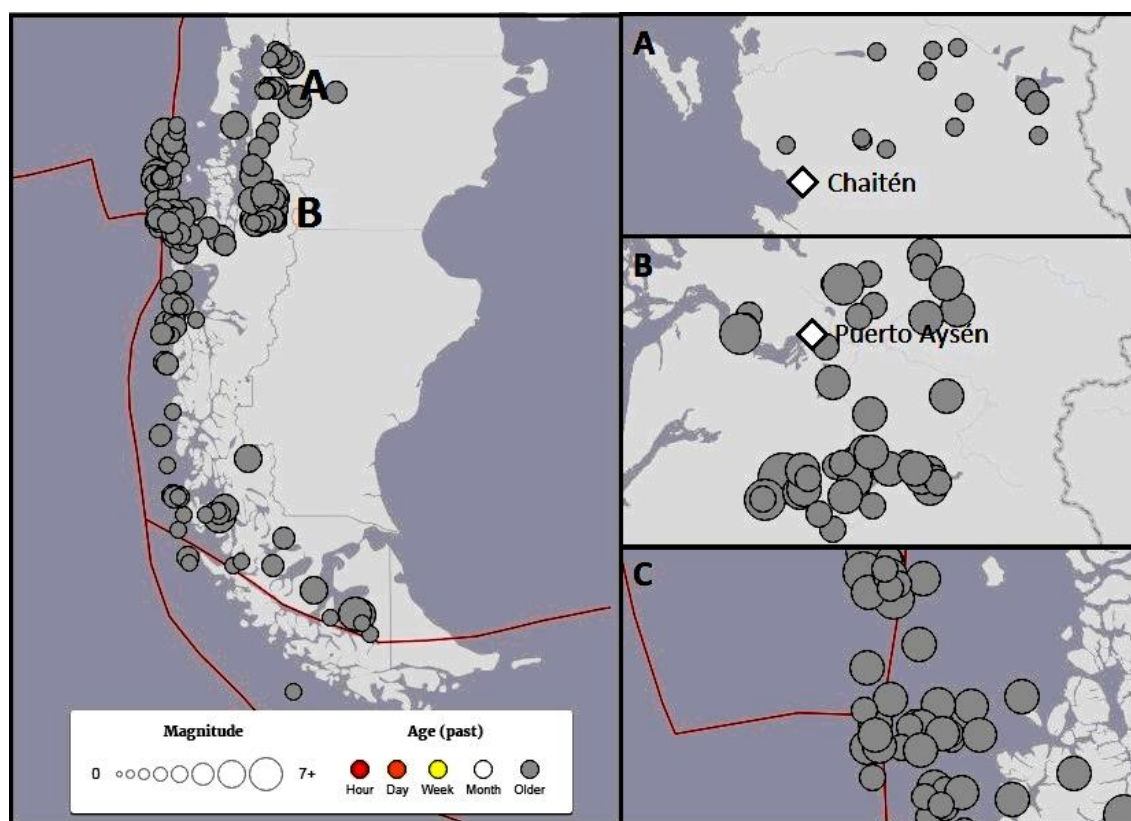
Zemětřesení můžeme charakterizovat pomocí RichtEROVY škály, Mercalliho stupnice nebo magnituda. RichtEROVU škálu nebo také stupnici navrhl americký seismolog Charles Richter společně s Beno Gutenbergem. Stupnice začíná nulou a nemá horní hranici, každý stupeň představuje 30násobné zvýšení energie uvolnění při zemětřesení. Původně byla určena pouze pro Kalifornii, rozšířila se ale do celého světa

(Luhr, 2004). Mercalliho stupnice, na rozdíl od Richterovy škály, neměří velikost, ale intenzitu zemětřesení podle jeho účinku na zemský povrch. Stupnice dosahuje hodnot od 1 do 12 (Rubin, 2007). Pro vědeckou seismologii má ovšem největší vypovídající hodnotu magnitudo. To vyjadřuje seismickou energii přesněji, než Richterova stupnice. Jedná se o bezrozměrnou veličinu.

Chile má se zemětřeseními bohaté zkušenosti, a to díky subdukci litosférické desky Nazca pod desku Jihoamerickou. Tato subdukce měla na svědomí zemětřesení, které zasáhlo Chile 22. května 1960. Jeho epicentrum bylo v blízkosti města Lumaco a velikost tohoto zemětřesení, které trvalo téměř 10 minut, dosáhla magnituda 9,5, což je největší dosud zaznamenané zemětřesení (Luhr, 2004). Zemětřesení vyvolalo vlnu tsunami, která kromě pobřeží Chile zasáhla i státy kolem Tichého oceánu (více v kapitole 3.2.1. Valdivia).

Co se týká chilské Patagonie, zde hrají velkou roli při genezi zemětřesení zlomové zóny. V severní části se jedná o zlomovou zónu Liquiñe-Ofqui, v jižní části pak o zlomovou zónu Magallanes-Fagnano. Za posledních 100 let (tj. od začátku roku 1917 do konce roku 2016) proběhlo v chilské Patagonii celkem 174 zemětřesení o magnitudu větším, než 4,5 (viz Obrázek č. 6). Takto silné zemětřesení již cítí všichni obyvatelé v blízkosti epicentra a dochází při něm k prvním škodám na budovách, při magnitudu větším o 0,5 mohou budovy v horším stavu utrpět vážnější škody, zatímco u magnituda 7 utrpí velké škody i budovy v dobrém stavu (Magnitude/Intensity, 2017). V následujících tabulkách (Tabulky č. 1-5) jsou uvedena zemětřesení zaznamenaná vědeckovýzkumnou vládní agenturou United States Geological Survey (USGS).

Obrázek č. 6: Umístění všech 174 zemětřesení >4,5 M



Zdroj: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map/>

Tabulka č. 1: Rozdělení zemětřesení podle příslušnosti k regionu

<i>region</i>	epicentrum na pevnině	epicentrum na mořském dně	<i>celkem</i>
Region Los Lagos	21	2	23
Region Aysén	57	63	120
Region Magallanes	16	15	31
<i>celkem</i>	94	80	174

Tabulka číslo 2: Rozdělení zemětřesení podle velikosti magnituda

<i>magnitudo</i>	epicentrum na pevnině	epicentrum na mořském dně	<i>celkem</i>
<5	45	37	82
5 až 6	36	37	73
6 až 7	8	6	14
>7	5	0	5

Tabulka č. 3: Rozdělení zemětřesení podle hloubky hypocentra

<i>hloubka hypocentra</i>	epicentrum na pevnině	epicentrum na mořském dně	<i>celkem</i>
<20 km	62	22	84
20 - 40 km	26	55	81
>40 km	6	3	9

Tabulka č. 4: Rozdělení zemětřesení podle roku události

<i>rok události</i>	epicentrum na pevnině	epicentrum na mořském dně	<i>celkem</i>
<1960	4	0	4
1960 - 1979	6	9	15
1970 - 1979	7	8	15
1980 - 1989	1	12	13
1990 - 1999	18	9	27
>2000	58	42	100

Tabulka č. 5: Rozdělení počtu zemětřesení v regionech do jednotlivých období

<i>rok události</i>	<i>Region Los Lagos</i>		<i>Region Aysén</i>		<i>Region Magallanes</i>	
	pevnina	moře	pevnina	moře	pevnina	moře
<1960	0	0	1	0	3	0
1960 - 1979	0	1	5	8	1	0
1970 - 1979	0	0	1	6	5	3
1980 - 1989	0	0	0	12	1	0
1990 - 1999	0	0	16	6	2	3
>2000	21	1	34	31	3	10

zdroj: Earthquake Catalog, 2017

V předchozích tabulkách najdeme informace o celkem 174 zemětřeseních o síle $>4,5$ M. Průměrná hodnota magnituda byla 5,13 M, zatímco průměrná hloubka hypocentra byla 22,87 km. V první tabulce najdeme rozdělení zemětřesení podle toho, do jakého regionu administrativně spadají. Ačkoliv se zdá, že největší zemětřesnou aktivitu má region Aysén, při přepočtu na rozlohu regionu mají všechny regiony podobnou "hustotu" výskytu zemětřesení větších než 4,5 M. Ze druhé tabulky lze vyčíst, že se stoupajícím magnitudem klesá četnost takto velkých zemětřesení, což odpovídá obecné praxi. Z obou tabulek také vyplývá, že rozdělení zemětřesení mezi pevninu a moře odpovídá jejich postavení vůči subdukční linii a linii zlomů. Zemětřesením v Los Lagos vévodí "pevninský" zlom Liquiñe-Ofqui, v Aysénu lze pozorovat mírnou převahu "mořských" hypocenter díky tomu, že sem spadá trojný bod (Chile Triple Junction), v regionu Magallanes jsou čísla vyrovnaná jak díky subdukci, tak díky zlomu Magallanes-Fagnano. Ze třetí tabulky lze vypožorovat, že velká většina pocítitelných zemětřesení v Patagonii vzniká do hloubky 40 km. Předposlední tabulka podává zajímavou informaci o časovém rozložení tohoto rizikového jevu. Zatímco před rokem 1960 (zemětřesení o velikosti 9,5 M) se zde vyskytla pouze 4 zemětřesení, v následujících třech dekadách po této události jsou výskyty třikrát vyšší, nicméně v jednotlivých desetiletích jsou počty konstantní. V poslední dekádě minulého tisíciletí se četnost zemětřesení zvýšila oproti minulému období dvakrát. V následujících 17 letech ovšem došlo k dalšímu více jak trojnásobnému zvýšení oproti předchozímu období. Můžeme zde tedy pozorovat nápadný vzrůstající trend (ovlivněný erupcemi místních sopek). V poslední tabulce můžeme zejména v prvním a druhém regionu pozorovat zmíněnou časovou souhru s vulkanismem. V regionu Los Lagos je 20 z 21 zemětřesení, která zde kdy proběhla, časově velmi blízkých erupci Chaiténu v roce 2008. V regionu má jistě na vyšší čísla v období 1990-1999 vliv erupce Hudsonu z roku 1991, resp. vliv zemětřesení, která tuto erupci provázela. Vysoká čísla spojená s obdobím po roce 2000 jsou kromě další erupce Hudsonu spojena též s aktivitou v oblasti fjordu Aysén. Jak vulkanismus, tak zemětřesení jsou ze značné části řízeny aktivitou dvou hlavních zlomových zón Liquiñe-Ofqui a Magallanes-Fagnano. V následující kapitole budou detailněji popsány dvě významné události spojené s těmito zlomy.

3.1.1. Aysén

Fjord Aysén je 65 km dlouhý fjord, který najdeme v severní části stejnojmenného regionu a který představuje vodní přístupovou cestu k hlavnímu městu regionu Puerto Aysén a přístavu Puerto Chacabuco. Tato oblast byla obydlena až na konci 20. století, kdy bylo založeno Puerto Aysén, jakožto rybářský a dřevařský přístav. Dohromady mají 18 tisíc obyvatel (Naranjo a kol., 2009). Tato oblast leží nad aktivní, 1200 km dlouhou, zlomovou zónou Liquiñe-Ofqui (LOFZ; 38°-47° j.š.), jejíž hlavní větev vede napříč fjordem. Seismicita a vulkanismus v regionu jsou spojeny právě s tektonikou podél LOFZ. Tak jako tomu bylo např. při erupci Chaiténu v roce 2008 (Sepúlveda a kol., 2011).

Aktivita zlomu Liquiñe-Ofqui má na svědomí i zemětřesení z roku 2007. Od ledna do června 2007 proběhlo v okolí fjordu Aysén více jak 7200 zemětřesení, tzn. zemětřesný roj, který trval téměř půl roku, což je dle Legranda a kol. (2011) neobvykle dlouhá doba. Všechna zemětřesení v roji byla mělká, hloubka hypocenter nepřesáhla 10 km (Sepúlveda a kol., 2010). První zemětřesení přišlo 27. ledna a jeho magnitudo dosahovalo hodnoty 5,3. Následovalo dalších 5 větších zemětřesení s magnitudem od 5,2 do 6,2. Dvě největší nastaly 2. dubna (6,1 M) a 27. dubna (6,2 M). To poslední způsobilo sesuvy, které vytvořily vlnu tsunami (více viz kapitola 3.4.1 Fjord Aysén), následkem čehož zde zahynulo 10 osob (Legranda a kol., 2011).

Lokální síť seismometrů byla nainstalována bezprostředně při prvním zemětřesení z 27. ledna. Výpočty z globálních sítí totiž, které zde mezi lety 1977 a 2007 zaznamenaly více jak 40 zemětřesení (nejnižší magnitudo 4,1), obsahovaly chyby ve výpočtech hypocentra v řádech kilometrů až desítek kilometrů. Například při zemětřesení z 19. dubna vypočítala globální zemětřesná síť hloubku hypocentra na 59 km, dle lokální sítě ale žádné zemětřesení v roce 2007 nepřesáhlo hloubku 8,5 km. Zemětřesení v této oblasti neodpovídá klasickému časovému rozložení, ani rozložení velikosti magnituda. Mnoho událostí stejného magnituda bylo chaoticky rozmístěno a jejich magnitudo se vzhledem k času nezmenšovalo. Dle Legranda a kol. (2011) není obvyklé, aby se dvě zemětřesení (duben 2007) podobného magnituda vyskytovaly tak krátce po sobě. To vše nasvědčuje tomu, že zemětřesení v Aysénu nemělo původ čistě v tektonické seismicitě. V této lokalitě bylo identifikováno šest vulkanických kuželů, z toho dva přímo ve fjordu, což ukazuje na prostorové propojení LOFZ a vulkanické aktivity, s čímž souhlasí i Sepúlveda a kol. (2010), podle kterého je zde vysoká

prostorová korelace mezi LOFZ a místními stratovulkány. Legrand a kol. (2011) se též domnívají, že tento zemětřesný roj může prozrazovat stoupající magma, které ještě nedosáhlo povrchu. Je zde tedy vysoká pravděpodobnost, že podél místního zlomu budou v budoucnu vznikat další zemětřesení, jejichž hodnota magnituda by se mohla pohybovat mezi 6,5 a 7 (Legrand a kol., 2011).

3.1.2. Ohňová země

Zlom Liquiñe-Ofqui není jediným zemětřesení způsobujícím zlomem na jihu Chile. V jižní Patagonii podobnou “funkci” zastává zlom Magallanes-Fagnano. Zlomový systém, který získal název podle místního průlivu a jezera, tvoří transformní hranici mezi Jihoamerickou litosférickou deskou a deskou Scotia. Tento zlom je považován za významný zdroj zemětřesení v Ohňové zemi. Historické záznamy o jihopatagonských zemětřeseních pokrývají jen velmi krátký časový interval, protože tato oblast dlouho dobu nebyla považována za region, kde by se mělo zemětřesení podrobně sledovat. Je zde také velmi malé množství trvale umístěných seismických stanic. Vliv na to má zejména malá hustota zalidnění.

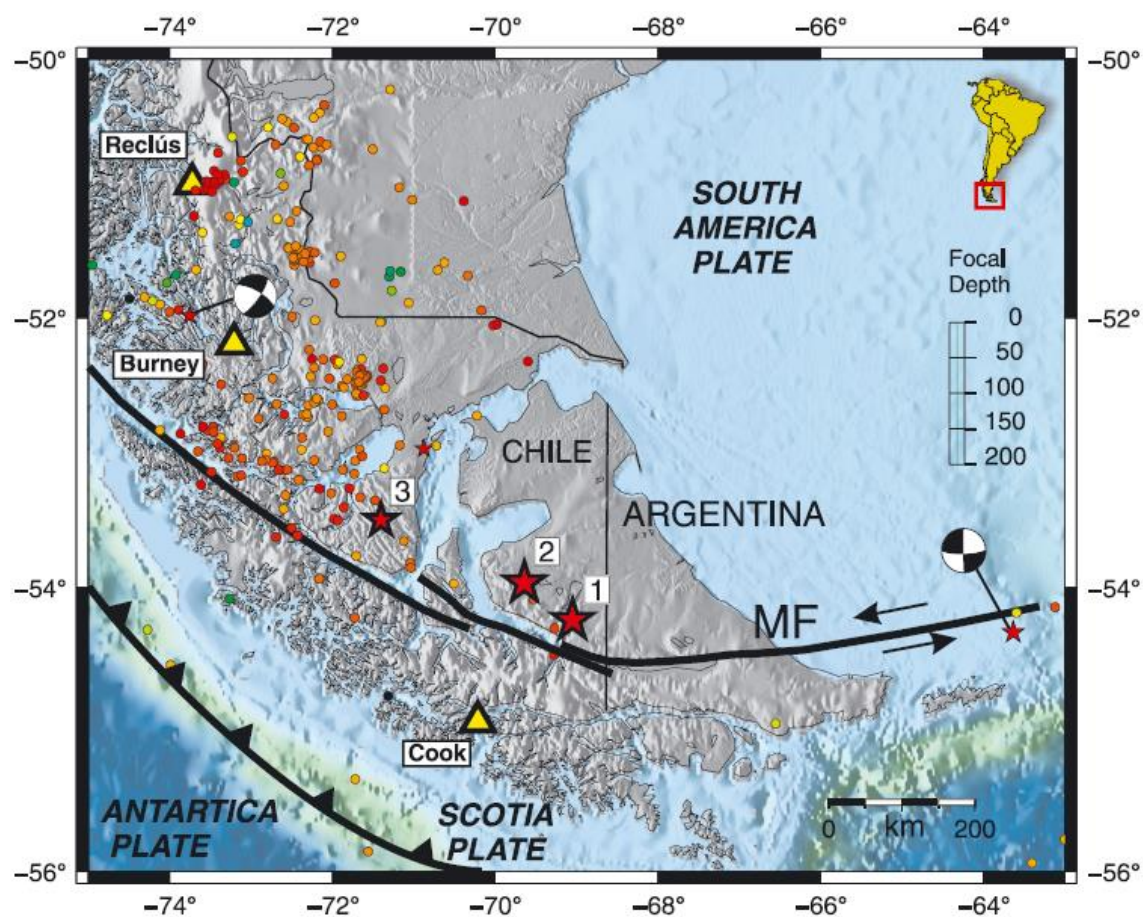
Zlomový systém Magallanes-Fagnano je dle Perrucy a kol. (2015) v současnosti považován za významný zdroj zemětřesení v oblasti. Zlom začíná ve fjordové oblasti na západním pobřeží, přibližně na 52. rovnoběžce, kopíruje západní část Magallanesova průlivu, dále pokračuje do zálivu Almirantazgo a přes ostrov Ohňová země, procházejíc jezerem Fagnano pokračuje až do Atlantského oceánu. Jeho celková délka je 600 km. Přístroje na obou stranách zlomu zaznamenaly průměrný pohyb 6,6-9,6 mm/rok.

S historickými tektonickými událostmi v Magallanes-Fagnano zlomu je spojeno finální oddělení Antarktického poloostrova od jihoamerického kontinentu. Tak jako je zlomová zóna Liquiñe-Ofqui spojena s Jižní vulkanickou zónou (SVZ), tak je zlom Magallanes-Fagnano spojen s vulkanickou zónou Austral (AVZ). Z hlediska potenciálního rizika nejsou sopky této zóny dlouhodobě monitorovány, jelikož se nacházejí v dostatečné vzdálenosti od hustě obydlených center.

Největší přístroji zaznamenaná seismická v tomto regionu spadá do roku 1949. V prosinci tohoto roku udeřily během jednoho dne hned dvě zemětřesení, jedno brzy ráno a druhé odpoledne. Intenzita tohoto zemětřesení byla odhadnuta na 7,5-7,8 M. Během dalších měsíců následovalo několik dotřesů, největší z nich nastal na konci ledna 1950, 130 km od původních zemětřesení (viz Obrázek č. 7). Sporadické historické

záznamy naznačují, že mohla, zřejmě následkem sesuvu, vzniknout i lokální vlna tsunami na západní straně ostrova Ohňová země. Toto zemětřesení také způsobilo dramatickou změnu výšky hladiny v jezeru Fagnano. Celá událost si vyžádala 3 mrtvé (Perruca a kol., 2015).

Obrázek č. 7: Zlomový systém Magallanes-Fagnano a zemětřesení z r. 1949



pozn.: červené hvězdy označují prosincová zemětřesení (1,2) a lednový dotřes (3)

zdroj: Perruca a kol., 2015

3.2. Tsunami

Dlouhá vlna v přístavu. Tak zní dle Poledneho (2000) japonský překlad slova tsunami, vzniklého složeninou slov “cu“ (přístav) a “nami“ (dlouhá vlna). Právě Japonsko se s tsunami potýká nejčastěji, u jeho břehů vzniká až 17 % všech světových tsunami. Následuje ho Jižní Amerika s 15 % a Střední Amerika s 10 %.

Většina tsunami se tvoří v subdukčních zónách, stejně jako podmořská zemětřesení, která jsou nejčastější příčinou vzniku ničivých vln. Dalšími příčinami jsou náhlý sesuv velké masy mořských sedimentů nebo výbuch sopky. Jak již bylo řečeno, v subdukčních zónách dochází k podsouvání jedné litosférické desky pod druhou. Tento proces ale není hladký a spojitý, dochází zde ke tření a hromadění napětí. Když dojde k náhlému uvolnění, část mořského dna se vyzdvihne nebo poklesne. Masa vody se dá díky gravitaci do pohybu a tsunami se začne šířit do všech stran, hlavně ale kolmo na zlom. Na rozdíl od běžných vln se u tsunami pohybuje celý vodní sloupec (Jakeš, 2005). Rychlost vlny závisí na hloubce, čím větší hloubka, tím vyšší počáteční rychlost vlny (Hýbal a Hýbalová, 1989). Průměrná rychlost se pohybuje mezi 400 a 500 km/h (Poledne, 2000). Počáteční rychlost však může dosáhnout až 1000 km/h (Jakeš, 2005). Ohroženy jsou tak zejména ty oblasti, které hraničí s hlubokými vodami (Crummenerl, 2008). Výška vlny na volném moři se pohybuje okolo 0,5 m, lidé na lodích dále od pobřeží ji proto vůbec nemusí zaznamenat (Poledne, 2000). Délka vlny, tzn. vzdálenost mezi dvěma hřebeny, se pohybuje v řádu stovek kilometrů. Může dosáhnout až 650 km. Destrukční účinek tsunami spočívá v tom, že když tento vodní sloupec dorazí k pobřeží, spodní část se začne třít o dno, zpomaluje a kinetická (pohybová) energie vody se mění na potenciální (polohovou). Vlna se začne zvyšovat a roste do průměrné výšky 8-10 m, v extrémním případě (jako například na Aljašce v roce 1953) může dosáhnout až 30 m (Jakeš, 2005). Tsunami pustoší pevninu nejen při cestě do vnitrozemí, ale i při návratu zpět do moře, kdy vracející se trosky poničí to, co při prvním průchodu vlny vydrželo. Obvykle taky nepřichází pouze jedna vlna, ale hned několik, přičemž nejničivější bývá obvykle ta druhá (Hýbal a Hýbalová, 1989).

Na rozdíl od zemětřesení, mají lidé ve většině případů dost času na to, aby před tsunami uprchli do bezpečí. To je ale podmíněno existencí funkčního varovného systému, dobrou mezinárodní spoluprací a lokální komunikací a v neposlední řadě i informovaností místního obyvatelstva. Síť varovných stanic v Pacifiku se začala budovat v návaznosti na tsunami, která zasáhla v roce 1946 Havajské ostrovy, zničila

město Hilo a o život připravila 96 lidí (Johnston a kol., 2012). Právě na Havaji, kam přicházejí tsunami z celého Tichého oceánu, byla zřízena centrála programu s názvem Seismic Sea Wave Warning System, přejmenovaného v roce 1965 na Pacific Tsunami Warning System (PTWS). Členem tohoto systému, který v současnosti monitoruje dění od Aljašky až po Nový Zéland, je 26 států kolem Pacifiku. Nechybí zde Japonsko, USA, Rusko nebo třeba Chile. Technicky má tento varovný systém dvě složky (Jakeš, 2005). První částí je síť seismografů, druhou částí je pak síť 2,5 m vysokých bójí. Ty jsou rozmístěné po celém Tichém oceánu, jsou připevněné ke dnu až 6 km dlouhým lanem a jsou vybaveny anténou. Součástí jsou i tlakoměry umístěné na dně (Groman, 2002).

3.2.1. Valdivia

Tento systém byl prověřen při tsunami vzniklé u chilských břehů v květnu 1960. Zemětřesení s epicentrem u města Lumaco (region Los Lagos) o velikosti magnituda 9,5 vyvolalo tsunami, která se šířila celým Tichým oceánem. Toto legendární zemětřesení bývá nejčastěji označováno jako “Valdivia 1960“, protože právě město Valdivia bylo zemětřesením nejvíce poničeno. Díky systému PTWS, jehož seismografy zaznamenaly otřesy již 10 vteřin po jejich vzniku, bylo okamžitě vysláno varování do všech potenciálně ohrožených zemí (Hýbal a Hýbalová, 1989). Na Havajské ostrovy dorazila místy až 10 m vysoká vlna během 15 hodin, i přes varování zde zahynulo 61 osob. K japonským břehům se tsunami dostala za 22 hodin od vzniku. I zde byly ztráty nejen na majetku, ale i na životech, zahynulo 122 osob. I po tom, co tsunami urazila 17.000 km od místa vzniku, dosahovala vlna výšky 5-6 m (Tsunami Laboratory, 2016). V samotném Chile se ovšem varování nestihlo dostat k místním obyvatelům, protože první vlna přišla k chilským břehům již 5 minut po zemětřesení (Hýbal a Hýbalová, 1989). Na rozdíl od klasického průběhu tsunami, kdy nejprve dojde k ústupu hladiny o stovky metrů, zde se nejdříve hladina zvýšila nad obvyklou mez, poté klesla a pak přišla hlavní osmimetrová vlna, kterou následovaly ještě další dvě (Jakeš, 2005). Oběťmi tohoto neštěstí se jen v Chile stalo více jak 1000 osob (Cecioni a Pineda, 2010).

Nelze ale spoléhat pouze na moderní techniku. Důležité je i povědomí a informovanost místního obyvatelstva. Obyvatelé Chile jsou v tomto ohledu na dobré úrovni. Na rozdíl např. od obyvatel Indonésie a Thajska, kteří se při tsunami v roce 2004, nejtragičtější tsunami v historii lidstva, přišli po ústupu moře podívat na odhalené

pobřeží. Zde je ovšem potřeba zmínit, že selhaly i místní orgány, které prakticky ignorovaly varování od Pacific Tsunami Warning System a nevarovaly místní obyvatele a turisty.

V oblasti Patagonie obecně ničivé vlny tsunami nevznikají. Severní část chilské Patagonie by ovšem mohla částečně zasáhnout tsunami, která by vznikla v oblasti středního Chile. V Patagonii se ovšem můžeme setkat s lokálními vlnami tsunami, které mohou vzniknout následkem sesuvu do vodního prostředí. Příkladem takové lokální tsunami je ta vzniklá ve fjordu Aysén v roce 2007 (více v kapitole 3.4.1 Fjord Aysén).

3.3. Sopečná činnost

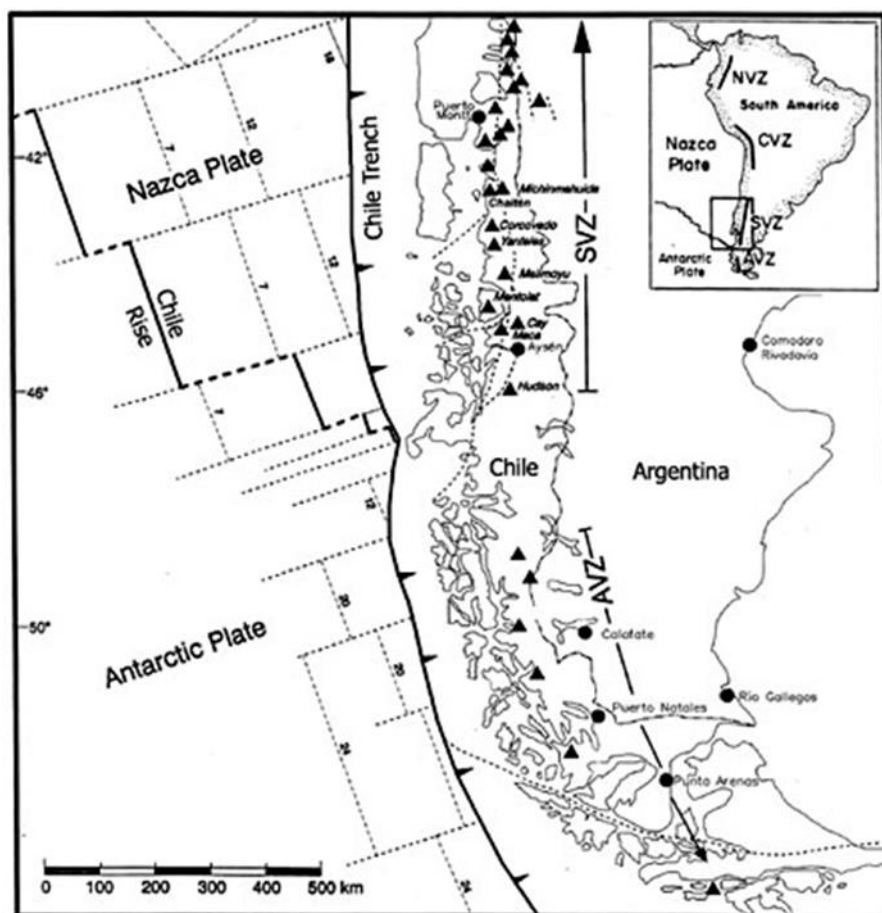
Celý pás patagonských sopek je součástí tzv. Andského vulkanického oblouku, který je dále součástí Ohnivého kruhu, zvaného též Cirkumpacifický nebo Tichooceánský pás. Tento pás, jenž má tvar podkovy, začíná u Nového Zélandu, kopíruje hranici mezi Pacifickou a Australskou litosférickou deskou, od Indonésie a Filipín směřuje na sever, přes Japonsko až ke Kamčatce. Odtud pokračuje dále přes Aleuty k aljašským břehům a podél západního pobřeží celého amerického kontinentu se táhne až na jih do Patagonie.

To, že jsou sopky v tomto pásu tak aktivní a hlavně nebezpečné, je způsobeno vyšším obsahem kyseliny křemičité, díky které je magma hustší a plyny se z něho špatně uvolňují. Plyny se tak hromadí, zvyšuje se tím tlak a dochází k explozím. Magma je vymrštěno z kráteru a k zemi padá ve formě sopečného prachu, popela, pum, pěnovce nebo škváry, přibližně 10 % vytéká jako láva. Sopečný materiál a úlomky hornin se mohou spojit s vodou z jezera v kráteru, dešťovými srážkami nebo roztátým sněhem či ledem a vytvořit tak ničivé lahary (bahnotoky), které smetou vše, co jim stojí v cestě. Jako příklad můžeme uvést kolumbijské Armero a 50 km vzdálený vulkán Nevado del Ruiz. Při explozi v roce 1985 se uvolnila a roztála část vrcholového ledovce, a ačkoliv samotný objem vyvrženého materiálu nebyl velký ($<0,05 \text{ km}^3$), vzniklý bahnotok zabil 22 tis. obyvatel Armera (Jüng-Huttl, 1994; Tilling, 2009). Z dalších významných erupcí sopek Ohnivého kruhu můžeme z poslední doby jmenovat explozi americké Mount St. Helens v roce 1980 nebo filipínské Pinatubo z června 1991. Z dob dřívějších pak výbuchy indonéských sopek Tambora a Krakatoa v letech 1815, resp. 1883. Pro obě sopky je charakteristický velký objem vyvrženého sopečného materiálu a také desetitisíce přímých i nepřímých obětí (Groman, 2002).

Jak již bylo řečeno, sopečnou aktivitu v oblasti Chile má na svědomí podsouvání oceánské tektonické desky Nazca pod pevninskou Jihoamerickou desku. Vulkanický oblouk je na několika místech přerušen. V těchto místech probíhá subdukce v hloubkách více než 100 km pod malým úhlem ($<10^\circ$), takže nedochází k tvorbě magmatu tavením pláště. Aktivní sopky se vyskytují tam, kde subdukce probíhá pod úhlem, který bývá obvykle vyšší, než 25° . Přejít mezi oblastmi s nižším a vyšším úhlem je buď postupný, nebo s ostrými ohyby, nikdy ovšem nedojde k přerušení litosférické desky (Stern, 2004). V Andském vulkanickém oblouku existují 4 hlavní vulkanické oblasti. První z nich, severní vulkanická zóna (North Volcanic Zone, NVZ),

zahrnuje oblast kolumbijských a ekvádorských And (5°s.š. - 2°j.š.), druhá, tj. střední vulkanická zóna (Central Volcanic Zone, CVZ) se rozprostírá na území jižního Peru, Bolívie, severní Argentiny a severního Chile (14-27°j.š.), třetí zónou je jižní vulkanická zóna (Southern Volcanic Zone, SVZ), pás And od 33. k 46. rovnoběžce a poslední z nich, vulkanická zóna Austral (Austral Volcanic Zone, AVZ)¹, se rozprostírá v oblasti jižní Patagonie, od 49. k 55. rovnoběžce (Major a Lara, 2015). Na území chilské Patagonie zasahují dvě posledně jmenované zóny, viz následující Obrázek č. 8.

Obrázek č. 8: Mapa Jižní Ameriky s vyznačením SVZ a AVZ



zdroj: Naranjo a Stern (2004)

Velmi aktivní je především třetí sopečná oblast, tj. Jižní vulkanická zóna (SVZ), která je součástí hlavní Cordillery. Za poslední léta zde došlo hned k několika významným erupcím. V květnu 2008 to byla erupce sopky Chaitén v regionu Los Lagos, kdy se sopečný popel dostal téměř až k břehům Atlantského oceánu (Watt a kol., 2009). V letech 1971, 1991 a 2011 došlo k erupci sopky Hudson, která se nachází na

¹ slovo austral znamená v překladu “jižní“, tedy stejně jako u slova southern, proto bude tento termín ponechán bez předkladu, případně bude použita zkratka AVZ

jižním konci této vulkanické zóny. Mezi dalšími sopkami této zóny můžeme zmínit např. Huequi, Michinmahuidu nebo Mentolat. Celkem zde najdeme 16 sopek různého typu. Jejich výčet, umístění nebo data erupcí je uveden v Tabulce č. 6. Jak bylo zmíněno v kapitole o zemětřesení, s vulkanismem je kromě subdukce jako takové spojena i aktivita velké zlomové zóny Liquiñe-Ofqui. Místní sopky SVZ jsou s LOFZ prostorově spojeny, protože právě tato zlomová zóna řídí vzestup jejich magmatu (Rivera a Bown, 2013). Jak uvádí Watt a kol. (2013), tento vzestup magmatu podél zlomů je relativně rozšířený jev.

Druhou zónou je Austral Volcanic Zone. Stratovulkán Lautaro je nejsevernější sopkou této zóny, navazuje tak na sopečný pás, který byl přerušen v oblasti Severopatagonského ledovcového pole. Dalšími sopkami jsou stratovulkány Viedma, Aguilera a Mt. Burney, dva pyroklastické (nebo také sypané) kužely Reclus a Pali-Aike a lávový dům Cook Island (známý též jako Fueguino). Stejně jako v minulém odstavci, podrobnější údaje o těchto sopkách obsahuje Tabulka č. 6. V porovnání s ostatními jihoamerickými zónami vulkány AVZ nepředstavují výrazné riziko pro své okolí (Perruca a kol., 2015), jelikož je zde velmi malá hustota zalidnění, a proto také nejsou tyto sopky dlouhodobě sledovány (Stern, 2004).

Tabulka č. 6: Sopky vulkanických zón SVZ a AVZ

Sopky jižní vulkanické zóny (SVZ)				
<i>Název sopky</i>	<i>Typ</i>	<i>Výška</i>	<i>Umístění</i>	<i>Rok erupce</i>
Yate	stratovulkán	2187 m	-41,755 -72,396	1090 ± 60 let
Hornopirén	stratovulkán	1572 m	-41,874 -72,431	1835 (<i>nepotvrzeno</i>), 340 ± 200 let, 3720 př. n. l. ± 175 let
Apagado	pyroklastický kužel	1210 m	-41,88 -72,58	590 př. n. l. ± 175 let
Huequi	lávový dóm	1318 m	-42,377 -72,578	1920, 1906, 1900, 1896, 1893, 1890, 1695 ± 50 let
Michinmahuida	stratovulkán	2452 m	-42,799 -72,445	1915 ± 25 (<i>nepotvrzeno</i>), 1835, 1834, 1775 ± 40 (<i>nepotvrzeno</i>), 1742, 1650 ± 50 (<i>nepotvrzeno</i>), 1550 ± 100, 700 ± 100, 5500 př.n.l. ±150, 8400 př.n.l. ± 150
Chaitén	kaldera	1122 m	-42,833 -72,646	2008-2011, 1640 ± 18, 3100 př. n. l. ± 220, 6650 př. n. l. ± 1300, 7750 př. n. l. ± 200
Corcovado	stratovulkán	1826 m	-43,189 -72,794	1835, 1834 (<i>oboje nepotvrzeno</i>), 4920 př. n. l. ± 100, 6030 př. n. l. ±100, 6640 př. n. l. ± 770
Yanteles	stratovulkán	2049 m	-43,497 -72,81	1835 (<i>nepotvrzeno</i>), 6650 př. n. l., 7240 př. n. l. ± 150 let

Palena	pyroklastický kužel	2991 m	-43,78 -72,47	?
Melimoyu	stratovulkán	2400 m	-44,08 -72,88	200 ± 75 let, 820 př. n. l. ± 100 let
Puyuhuapi	pyroklastický kužel	524 m	-44,3 -72,53	?
Mentolat	stratovulkán	1660 m	-44,7 -73,08	1710 ± 5 let, 5010 př. n. l. ± 50 let
Cay	stratovulkán	2090 m	-45,059 -72,948	?
Macá	stratovulkán	2960 m	-45,1 -73,17	1560 ± 110 let, 410 ± 50 let
Meullín	vulkanické pole	1080 m	-45,22 -73,05	?
Hudson	stratovulkán	1905 m	-45,9 -72,97	2011, 1991, 1971, 1891, 1740 ± 150 let, 860 ± 100 let, 390 ± 150 let, 120 př. n. l. ± 200 let, 790 př. n. l. ± 75 let, 1890 př. n. l., 2250 př. n. l., 3890 př. n. l. ± 500 let, 4750 př. n. l., 4960 př. n. l. ± 150 let, 8010 př. n. l.

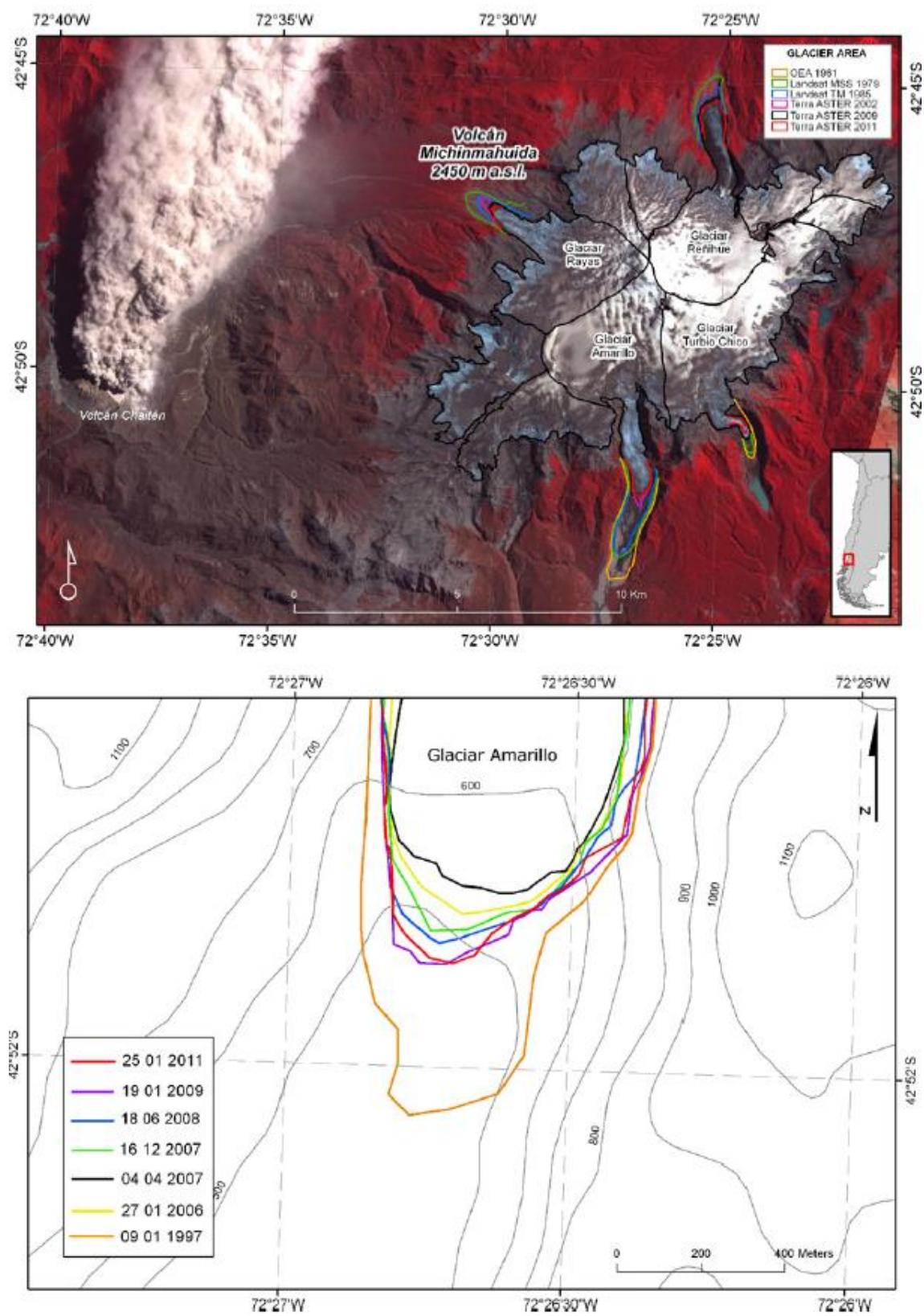
<i>Sopky nejjižnější vulkanické zóny (AVZ)</i>				
<i>Název sopky</i>	<i>Typ</i>	<i>Výška</i>	<i>Umístění</i>	<i>Erupce</i>
Lautaro	stratovulkán	3607 m	-49,02 -73,55	1979, 1978, 1972, 1961, 1959, 1945, 1933, 1879, 1878 (nepotvrzeno), 1876
Viedma	stratovulkán	1500 m	-49,358 -73,28	1988
Aguilera	stratovulkán	2546 m	-50,33 -73,75	1250 př.n.l. ± 150 let, 2610 př.n.l.
Reclus	pyroklastický kužel	1000 m	-50,964 -73,585	1908, 1879, 1869, 1830 př.n.l.
Pali-Aike	pyroklastický kužel	282 m	-52,082 -69,698	5550 př.n.l. ± 2500 let
Mount Burney	stratovulkán	1756 m	-52,33 -73,4	1910, 90 př.n.l., ± 100 let, 800 př.n.l. ± 500 let, 2320 př.n.l. ± 100 let, 3740 př.n.l. ± 10 let, 7390 př.n.l. ± 200 let, 7450 ± 500 let
Cook (Fueguino)	lávový dóm	157 m	-54,97 -70,262	1820, 1712

zdroj: Global Volcanism Program, 2017; Sernageomin, 2017

V souvislosti s patagonským vulkanismem je nezbytné zmínit také místní ledovce a jejich úbytek. Zalednění v severní části Patagonie je, stejně jako ledovcová pole ve střední části, pozůstatkem velkého ledovcového štítu z doby LGM. Malé ledovce zde najdeme převážně na sopečných kuželech, protože právě sopky zde dosahují vysokých nadmořských výšek. Zdejší ledovce tak bývají ovlivněny nejen klimatickými změnami, jako je tomu např. u obou ledovcových polí, ale právě často i sopečnou činností. Ta tak může mít na svědomí negativní hmotnostní bilanci ledovce a zmenšování jeho tloušťky i rozlohy. Samotné erupce pak způsobují rychlé tání ledu a

sněhu, sněhové laviny nebo třeba blokovobahenní proudy nebo lahary, které mívají na svědomí často více obětí, než jiné sopečné procesy. Jednou ze zkoumaných sopek je 2452 m vysoká Michinmahuida. Ledovec, jímž je pokryt její vrchol, měl v roce 1979 rozlohu přibližně 93 km², zatímco v roce 2011 to bylo 75,66 km², což značí úbytek 18 % během tří desetiletí. U stratovulkánu Mentolat, který je vysoký 1660 m, došlo během stejného časového úseku k úbytku 40 %. Ledový pokryv sopky Melimoyu dosahoval v roce 2011 rozlohy 55,6 km², což je o téměř 14 km² méně, než v roce 1979 (Rivera a Bown, 2013). Nelze přesně určit, jaký podíl má na těchto číslech vulkanismus a jaký podíl má stoupající nadmořská výška sněžné čáry, způsobená snížením srážek a zvýšením teploty. Nicméně např. u Michinmahuidy (viz Obrázek č. 9) a Hudsonu je tento podíl značně vysoký. Jeden z ledovců Michinmahuidy, konkrétně ledovec Amarillo ustupoval v období 1961-2007 rychlostí 76 m/rok, tedy podobně rychle, jako ostatní ledovce v oblasti. Nicméně od listopadu 2007 do září 2009 pokročil o 243 ± 49 m. Tato změna má s vysokou pravděpodobností souvislost s erupcí sousedního, jen 15 km vzdáleného Chaiténu (květen 2008), který je s Michinmahuidou spojen podzemními zlomy. Pohyb geotermálních proudů v podloží měl pravděpodobně vliv na tvorbu tavné vody na spodní straně ledovce, která tak napomohla zvýšenému pohybu ledovce směrem do údolí (Rivera a kol., 2012). Kaldera druhé sopky, Hudsonu, leží v nadmořské výšce 1900 m n. m., zatímco sněžná čára v této oblasti sahá do výšky 1300 m (Rivera a Bown, 2013). Tání ledovce v kaldeře tak nelze přisuzovat zvýšení teploty. Můžeme zde pozorovat situaci, kdy ve spojitosti s erupcí dojde k úbytku značné části zalednění, které se však po nějaké době do určité míry obnoví, a to zejména díky dostatečnému množství srážek ve formě sněhu. Spojení vulkanismu a ledovců ovšem může být (dočasně) i pozitivní. Vrstva sopečného materiálu může při určité tloušťce sloužit jako izolační vrstva, tak jako tomu bylo u výše zmíněné sopky Michinmahuida a erupce sousedního Chaiténu v roce 2008 (Rivera a kol., 2012). Následující kapitola se ovšem vrátí zpět k negativům spojeným s vulkanismem a detailněji přiblíží erupce Chaiténu a Hudsonu.

Obrázek č. 9: Ústup ledovce na Michinmahuidě



zdroj: Rivera a kol. (2012)

3.3.1. Chaitén Volcano

Sopka Chaitén se nachází v regionu Los Lagos, v provincii Palena, v comuně Chaitén. Leží 10 km severně od stejnojmenného městečka a 17 km západně od sopky Michinmahuida. Chaitén Volcano je vysoký 1122 m a průměr kaldery, což je destruktivní sopečný tvar vzniklý propadem středové části do prázdného magmatického krbu, je necelé 3 km (Carn a kol., 2009). Stáří dómu v kaldeře (před erupcí) se odhadovalo na 5660 let. K první explozivní erupci (pliniovského typu) dosud opomenutého a hlavně nemonitorovaného vulkánu došlo 2. května 2008. Obyvatelé města, kteří cítili otřesy 24 hodin před erupcí, si nejdříve mysleli, že došlo k erupci sousední, 2400m vysoké, sopky Michinmahuida (Major a Lara, 2015). Erupce trvala zhruba 6 hodin a sloup sopečného popela dosáhl výšky 21 km (viz Obrázek č. 10). Síla erupce dosáhla stupně č. 4 VEI (Carn a kol., 2009). Volcanic Explosivity Index (VEI) neboli Index sopečné aktivity udává měřítko velikosti a síly erupce. Tento index má logaritmickou škálu, to znamená, že nárůst o 1 bod znamená 10krát větší velikost a sílu. Pro srovnání, stejného stupně jako Chaitén dosáhla Mount St. Helens, Krakatoa měla stupeň 7, Tambora pak stupeň 8 (Rubin, 2007). Sernageomin, neboli Národní služba geologie a hornictví, rozmístila dva dny po erupci do okolí Chaiténu seismografy, aby mohla situaci dále monitorovat, do té doby byla nejbližší seismografická stanice 300 km daleko. Aktivita Chaiténu se 6. května ještě zvýšila a bylo rozhodnuto o evakuaci více jak 4600 obyvatel z okolí. K další pliniovské erupci došlo 8. května. Následně se zhoršilo počasí, začalo pršet a město Chaitén zasáhly lahary, které zničily některé domy a komunikace a zanechaly ve městě třímetrovou vrstvu sedimentů. Během explozivní fáze erupce, trvající necelé dva týdny, sopka vyprodukovala přibližně 1 km³ tefry, tj. pyroklastických sedimentů. Přechod k efuzivní fázi trval přibližně do konce měsíce, samotná efuzivní fáze probíhala ještě následujících 20 měsíců (objem tefry 0,8 km³) (Major a Lara, 2015). Na konci února rozhodla chilská vláda o tom, že Chaitén se znovu vybuduje zhruba o 9 km severozápadním směrem, později se od tohoto záměru upustilo. Červený stupeň, který označuje možnost zvýšení aktivity sopky na nebezpečnou úroveň v jakýkoliv čas a bez varování, byl odvolán až po dvou letech od erupce, tzn. v květnu 2010.

Objem vyvrženého materiálu dělá z této erupce největší erupci od roku 1991, kdy explodoval 300 km vzdálený Hudson Volcano (Carn a kol., 2009). Zároveň se jedná o největší ryolitickou erupci od roku 1912, kdy explodovala aljašská sopka

Katmai (Major a Lara, 2015). V období od 2. května do konce července chrlila sopka 20-100 m³ ryolitického magma za sekundu (Carn a kol., 2009). Ryolitické lávy byly velmi viskózní, a to zejména díky vysokému obsahu oxidu křemičitého, v tomto případě 73-76 %.

Následky erupce se projevily v širokém okolí a v různém časovém horizontu. Kvůli sopečnému popelu, který se dostal až nad Atlantský oceán, musely být zrušeny tisíce letů v Chile i sousední Argentině. V oblasti kolem vulkánu bylo těžce poškozeno nebo zničeno více než 480 km² vegetace. U řek Chaitén a Rayas vznikly nové delty. Změnila se biochemie půd, bioty i jezer v regionu. Obnova města Chaitén do původní podoby trvá dodnes (Major a Lara, 2015). Za pozitivní se dá považovat fakt, že mohutná erupce Chaiténu donutila chilskou vládu k zamyšlení a zaměření se na vulkanické riziko, výsledkem bylo vytvoření nového programu pro monitorování vulkanismu v Chile (Carn a kol., 2009).

Obrázek č. 3: Erupce sopky Chaitén v roce 2008



pozn.: a) šíření pyroklastického materiálu k Atlantskému oceánu; b,c,d) explozivní fáze erupce; A) město Chaitén a okolí po erupci

zdroj: Major a Lara, 2013; Lara, 2009

3.3.2. Hudson Volcano

Druhým významným zástupcem sopečné činnosti v chilské Patagonii je 1905 m vysoký stratovulkán Hudson, který dostal jméno podle nedaleké hory. Najdeme ho v regionu Aysén, jižně od hlavního města regionu Puerto Aysén a severně od Severopatagonského ledovcového pole. Jeho bezprostřední okolí není osídleno.

Současná kaldera na vrchu stratovulkánu vznikla pravděpodobně při erupci v době okolo 4750 př. n. l., má 10 km v průměru, má prakticky kulatý tvar a je vyplněna sněhem a ledem, který odtéká do ledovce Huemules na severní straně kaldery. Hudson je vzdálený od Chile triple junction, tzn. bodu, kde se střetávají 3 tektonické desky, 280 km. Je také nejjižnějším vulkánem z Jižní vulkanické zóny (Wilson a kol., 2012). Stejně jako další sopky této oblasti, Macá a Cay, i Hudson leží na zlomové zóně Liquiñe-Ofqui (Naranjo a kol., 1993).

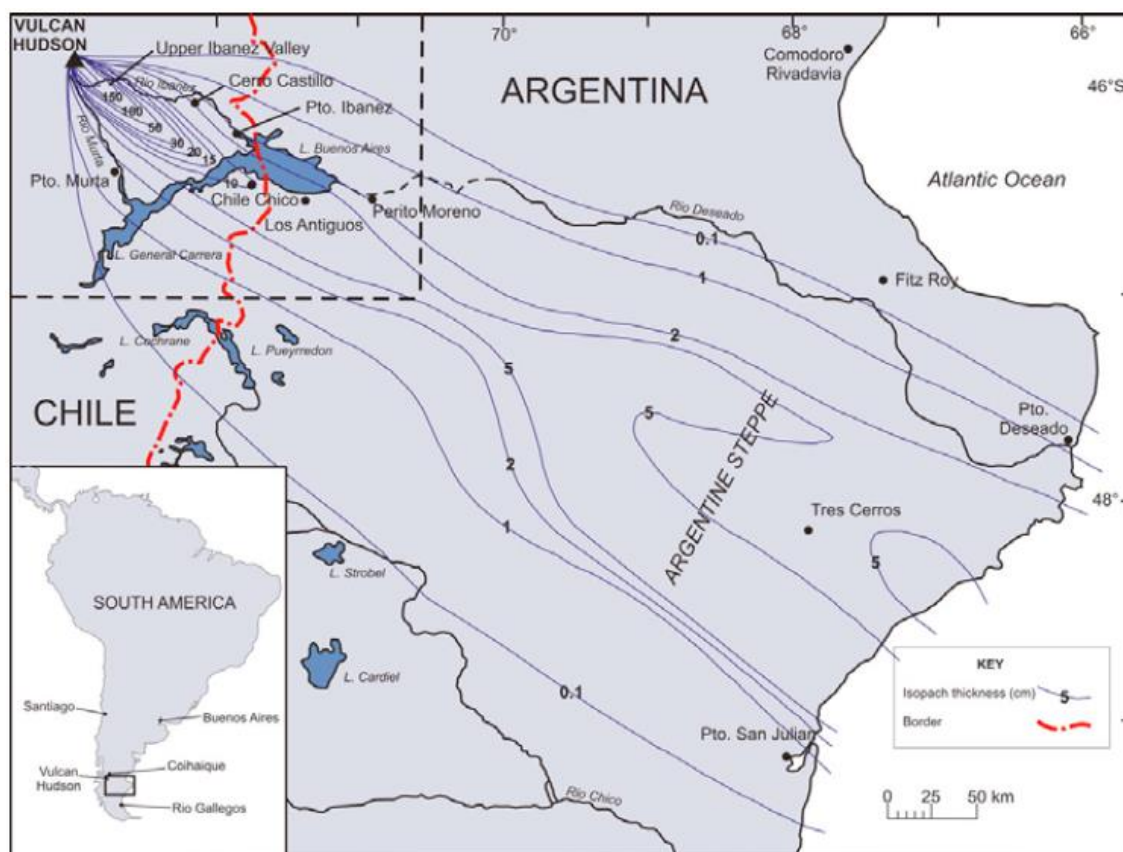
Hudson je aktivní minimálně poslední 1 mil. let (Wilson a kol., 2012), v posledních desetiletích zde proběhly 3 erupce. První z nich nastala v roce 1971. Až v té době vlastně místní zjistili, že je sopka aktivní. Při této erupci, jejíž Index sopečné aktivity (VEI) se odhaduje na stupeň 3, roztálo nebo bylo zničeno 80 % ledu v kaldeře (Delgado a kol. 2014; Rivera a Bown, 2013).

Druhá erupce, která proběhla v roce 1991, už měla naprosto jiný rozměr. První fáze začala 8. srpna, došlo při ní k výlevům bazaltové lávy a freatomagmatické erupci ze 400 m velké trhliny na severozápadě kaldery (Wilson a kol., 2012). Sopečný sloup vystoupal do výšky 12 km a sopečný materiál, jehož objem byl odhadnut na 0,2 km³, se šířil směrem na sever (Delgado a kol., 2014; Naranjo a kol., 1993). Druhá fáze nastala 12. srpna, kdy došlo k erupci pliniovského typu z 800 m širokého kráteru, vzniklého na jihozápadě kaldery, vzdáleného zhruba 4 km od trhliny z první erupce (Wilson a kol., 2012). Oproti první fázi došlo tentokrát k výlevům andesitové lávy, tzn. lávy s vyšším obsahem SiO₂ (Delgado a kol., 2014). Wilson a kol. (2012) míní, že stoupající magma z prvního kráteru kontaminovalo spodní část magmatu druhého kráteru, a to zhruba v hloubce 2-3 km pod povrchem. Právě toto smíchání mohlo hrát důležitou roli před vypuknutím druhé fáze. Podobné smíchání zřejmě proběhlo např. i u erupce filipínského Pinatuba v roce 1991. Sopečný sloup z Hudsonu se tentokrát dostal ještě výše, a to do 18 km. Tefra se oproti první fázi erupce šířila na jihovýchod, směrem k Falklandským ostrovům v Atlantském oceánu (viz Obrázek č. 11). Celkový objem pyroklastického materiálu, vyprodukovaného během čtyřdenní druhé fáze erupce, se odhaduje na 4,3

km³ (viz Obrázek č. 12). Dle Wilsona a kol. (2012) pokryl pyroklastický materiál území o rozloze 100 tis. km², dle Naranja a kol. (1993) dokonce 150 tis. km² velké území v Chile a Argentině. Tefra se dostala až do vzdálenosti 550 km od Hudsonu, a to díky silným větrům, které dosahovaly rychlosti více jak 240 km/h. Vrstva sopečného materiálu byla v okolí stratovulkánu 250 cm silná, ve vzdálenosti 120 km dosahovala tloušťky 8 cm. Měření primárního rozšíření bylo složité díky místním větrům, které v dalších dnech mnoho tefry přemístily (Scasso a kol., 1994). Objem sněhu a ledu v kaldeře před srpnovou erupcí se odhadoval na 2,5 km³. Při erupci ho ubylo přibližně 60 % a tato rychle uvolněná voda způsobila záplavy typu jökulhlaup (více v kapitole 3.5 GLOF). I přes tuto erupci je na Hudsonu nejvíce ledu ze všech vulkánů Jižní vulkanické zóny (Rivera a Bown, 2013; Wilson a kol. 2012). Ačkoliv je tato erupce označována za druhou největší ve 20. století, nevyžádala si žádné oběti na lidských životech. I tak ovšem silně ovlivnila život v oblasti pokryté sopečným materiálem. Trpěla hlavně hospodářská zvířata, kterým popel znečistil vodní zdroje a potravu, statisíce zvířat v následujících měsících po erupci zahynuly. Bylo taktéž poškozeno mnoho budov, jejichž střechy se pod tíhou popela propadaly, došlo ke škodám na strojích, byla přerušena letecká doprava, zastavila se doprava na jezeře General Carrera a zemědělci měli zničenou úrodu. Místy vznikaly lahary, které ničily silnice a omezovaly tak pozemní dopravu (Naranjo a kol., 1993; Scasso a kol., 1994; Wilson a kol. 2012)

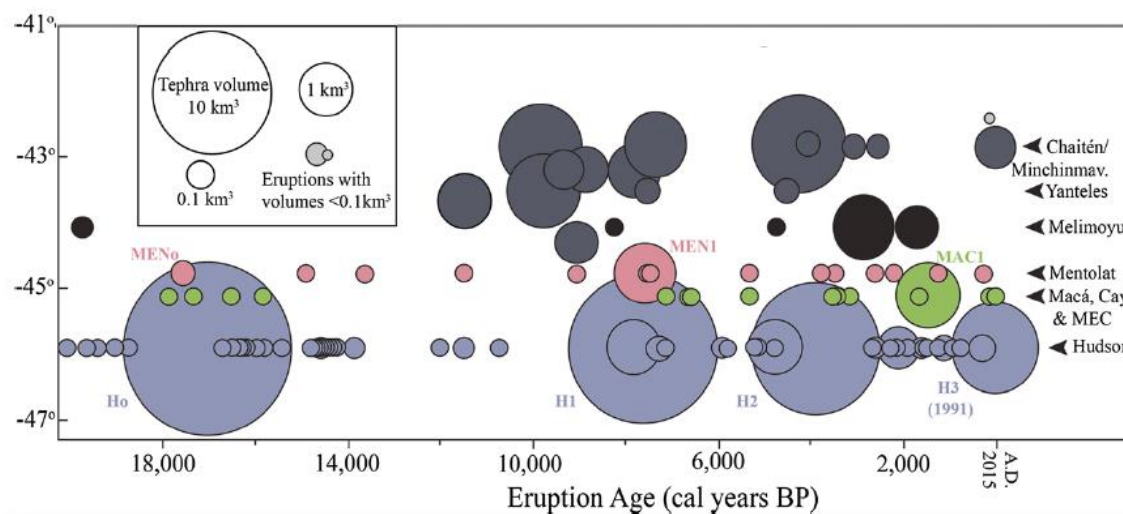
Třetí erupce proběhla v roce 2011, její Index sopečné aktivity ale dosáhl pouze stupně 1-2 a sopečný sloup dosáhl výšky 1,5-2 km. Stejně jako erupce v roce 1971, i tato erupce pochází z menšího ze dvou magmatických krbů stratovulkánu. V údolí řeky Huemules vznikl menší laharový proud. Této erupci předcházelo zemětřesení o velikosti 4,6 M, po kterém následovalo více jak 70 dotřesů (Delgado a kol., 2014). Předpokládá se, a data tomu nasvědčují, že trvá přibližně 20 let, než se systém uvnitř Hudsonu znovu natlakuje (Wilson a kol., 2012).

Obrázek č. 4: Šíření pyroklastického materiálu při erupci Hudsonu v roce 1991



zdroj: Wilson a kol., 2012

Obrázek č. 12: Objem materiálu vyvrženého při erupci Hudsonu v porovnání s dalšími erupcemi v regionu



zdroj: Weller a kol. 2015

3.4. Sesuvy

Dle Horníka a Netopila (1986) zauímají svahy 90% povrchu souše², a to proto, že se za svah považuje už rozhraní 2° sklonu. Dopady svahových pohybů bývají pouze lokální či regionální, z hlediska rozlohy potenciálně ohroženého území se ale dají svahové pohyby považovat za významný rizikový jev. Ondrášek a kol. (2011) definují svahový pohyb jako přemísťování horninových hmot po svahu vlivem zemské tíže. Dle Demka (1985) je zde snaha dosáhnout rovnovážného stavu ve svahovém geosystému.

Prvotními zdroji energie pro tyto pohyby jsou sluneční radiace a zemská tíže, prvotními zdroji materiálu jsou srážky, skalní podloží a produkty jeho zvětrávání a vegetace (Luhr, 2004). Obecně můžeme svahové pohyby rozdělit dle mechanismu pohybu na 3 typy - ploužení (nebo také plazení či plížení), sesouvání a řícení (Záruba, 1987). Pro účely této práce budeme dále pracovat zejména s procesy sesouvání a řícení, neboť ploužení není vzhledem k míře rizikovosti tak významné.

Sesuv, resp. sesouvání, je náhlý pohyb hornin, kdy jsou sesouvající se hmoty odděleny od pevného podloží zřetelnou smykovou plochou (Záruba, 1987). Charakteristické je, že se část sesunutého materiálu nasune na původní terén v předpolí (Ondrášek a kol., 2011). Svahy jsou tvořeny pevným skalním podložím a regolitem. Regolit je nekompaktní vrstva zvětralin, která leží na tomto podloží, a je to právě regolit, který se při sesuvu pohybuje po svahu dolů (Přírodní katastrofy a environmentální hazardy, 2016). Sesuv má tři části - odlučnou, akumulární a přechodovou (Ondrášek a kol., 2011). Z hlediska rychlosti patří sesuvy do kategorie rychlých svahových pohybů, obvykle se pohybují rychlostí mm až m za hodinu, v extrémních případech i rychlostí několik km za hodinu (Demek, 1985). Kromě rychlosti můžeme dělit sesuvy z hlediska tvaru smykových ploch, druhu sesutých hornin, tvaru sesuvu nebo příčin vzniku (Hýbal a Hýbalová, 1989).

Existuje několik příčin vzniku sesuvů, můžeme je rozdělit na vnitřní a vnější. Mezi vnitřní příčiny patří hlavně zvětšování sklonu a celkové výšky svahu. Při překonání určité hranice se svah vlivem gravitace sesune. Jedním z nejdůležitějších vnějších činitelů je voda, která má původ zejména v jarním tání sněhu a ledu nebo ve srážkách (zejména v období dešťů), které půdu rychle nasytí. Voda ze svahu vyplavuje částice hornin, vyplňuje v něm póry a slouží jako mazivo, díky kterému se zmenšuje

² Sesuvy neprobíhají pouze na souši, ale také pod vodní hladinou. Můžeme se s nimi setkat na svazích podmořských sopek nebo v málo zpevněných sedimentech v pobřežní zóně oceánů. (Ondrášek a kol., 2011)

odpor svahu proti sesuvu (Hýbal a Hýbalová, 1989). Mezi další faktory, ovlivňující vznik sesuvu, patří zemětřesení, sopečná erupce, mráz nebo povodeň. Kromě seismicky a vulkanicky aktivních oblastí jsou obecně ohroženy oblasti s velkou výškovou členitostí, kam spadají i chilské Andy. Další kategorii můžeme označit jako kategorii antropogenních vlivů, protože většina sesuvů vzniká právě v oblastech, které jsou ovlivněny lidskou činností (Karásek, 2001). Mezi tyto aktivity patří zejména kácení lesů (které urychluje odtok a erozi), nadměrné spásání vegetace na tenkých vrstvách půd náchylných k erozi, nebo stavební činnost, jako např. výstavba komunikací, vodních děl a celková urbanizace území (Smith, 2013).

V některých oblastech jsou sesuvy výjimečným jevem, jinde jsou naopak velmi hojné. V horských oblastech patří sesuvy k nejrozšířenějším hazardům. Kromě přímých škod způsobují sesuvy i nepřímé škody. Při přímých škodách sesuvy ničí lesní porosty, zemědělskou půdu, komunikace, vodohospodářské stavby, budovy a často také způsobují ztráty na lidských životech. Mezi nepřímé škody můžeme zařadit např. přehrazení údolí, vytvoření hrazeného jezera (viz kapitola 3.5 GLOF), záplavy nebo vodní vlny na jezerech či v zálivech (Záruba, 1987). Jedna taková událost zapříčiněná sesuvem se odehrála v Itálii v roce 1963. V údolí pod vrcholem Monte Toc byla vystavěna přehrada Vajont s hrází vysokou 265 m. Během noci, které předcházely vydatné srážky, se ze svahu, který se svažoval přímo do nádrže, utrhla masa o velikosti 100 mil. m³. Následkem sesuvu vznikla vlna, která na protějším břehu vystoupala až do výše 130 m nad vodní hladinu a současně se přelila přes hráz, aniž by ji porušila. Vlna se rozlila do údolí řeky Piavy a zničila několik vesnic. Zahynulo více jak 2 tisíce lidí. Jako rozhodující se zde ukázal lidský faktor. Prvním a zásadním problémem bylo to, že přehrada byla vystavěna pod svahem, který se skládal z vrstev vápenců, mezi kterými byly vrstvy jílovců a slínovců. Druhým problémem byla ignorace nebo přinejmenším nedostatečná pozornost věnovaná menším posunům svahu v předchozích dnech a týdnech (Poledne, 2000).

Druhou, v České republice velmi známou událostí, je tragédie, která se odehrála pod nejvyšší peruánskou horou Nevado Huascarán. Zde se projevilo hned několik druhů svahových pohybů. Poslední květnový den roku 1970 se z 6768 m vysokého vrcholu následkem zemětřesení utrhł kus ledovce. Cestou se vytvořila lavina sutě, kamení a tajícího sněhu a ledu, která na sebe cestou po svahu nabalovala další suť a hlínu. Celkový objem této "vlny", pohybující se rychlostí až 300 km/h, byl 100 mil m³. Zničeno bylo území o rozloze 22,5 km², vesnice Yungay a Ranrahircu byly srovnány se

zemí a celkově zahynulo přes 21 tis. lidí. Mezi nimi byli i členové československé horolezecké expedice (Poledne, 2000), na jejichž počest se v Jizerských horách každoročně pořádá běžkařský závod Jizerská padesátka.

Sesuvy v Chile jsou vázány především na jeho severní a střední část, což má hned několik důvodů. Oproti oblasti Patagonie je zde jiné rozložení srážek, jedná se o hornatější oblast a svůj vliv může mít i antropogenní činnost. Mezi nejvýznamnější události patří např. sesuvy v severochilské Antofagastě. Silné deště, ovlivněné působením El Niña, zde v roce 1991 vytvořily blokovobahenní proudy (debris flow), které způsobily smrt více jak 100 lidí. Přemístěno bylo 700-800 tis. m³ materiálu, který zničil mnoho budov jako např. školu nebo nemocnici. Celkové škody byly vyčísleny na 66 mil. amerických dolarů. Vliv El Niña měl na svědomí i sesuv u Santiaga de Chile v roce 1993. Objem sesuvu, který poničil město, byl odhadnut na téměř 2 mil. m³. Zemřelo tehdy 26 osob a 1910 jich bylo zraněno, škody dosáhly 5 mil. dolarů. Třetí velký sesuv proběhl v roce 2006 v přístavním městě Concepción. Zde bahenní a blokovobahenní proudy po dešti zničily část města a přístupové silnice, což vedlo k izolaci města. Zemřelo 10 osob a téměř 95 tis. jich bylo zraněno. Zejména v severním Chile, kde jsou půdy suché, způsobí náhlé silné deště rychlé nasycení půdy, která se tak stane náchylnou k sesuvům. Ve středním Chile je důležitá i akumulace sněhu (Cecioni a Pineda, 2010). V jižním Chile je chod srážek celkem rovnoměrný (neexistuje zde období sucha), najdeme zde bohatou vegetaci a antropogenní vliv je zde malý. Většina sesuvů, které tak v této oblasti vzniknou, má spojitost s místní zemětřesnou aktivitou, tak jako tomu bylo např. ve fjordu Aysén.

3.4.1. Aysén fjord

Fjord Aysén je 65 km dlouhý fjord v regionu Aysén. Fjord má orientaci z východu na západ, kde se napojuje na záliv Moraleda. Do fjordu ústí řeky Pescado, Condor, Cuervo a také Río Aysén, poblíž jejíhož ústí leží hlavní město provincie Puerto Aysén. Na pobřeží fjordu najdeme také malé přístavní městečko Puerto Chacabuco. Tato oblast byla obydlena až na konci 20. století (Naranjo a kol., 2009).

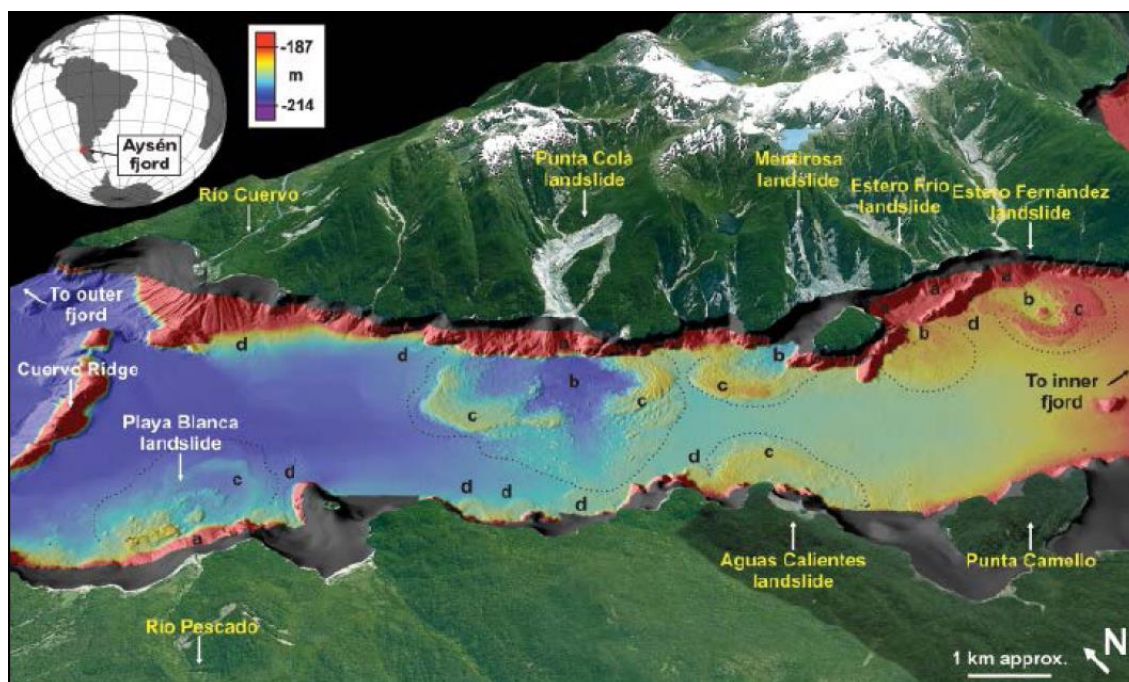
Samotný fjord je pozůstatkem glaciální modelace. V nejhlubším místě dosahuje dno 345 m pod vodní hladinu. Na dvou místech je přehrazen podvodními hřbety (Cuervo Ridge a Colorada Ridge), oba dva jsou vulkanické struktury překryté morénymi vzniklými po ústupu ledovce. V západní části fjordu najdeme pod úrovní

hladiny dva monogenetické kužele, které jsou pozůstatkem vulkanické aktivity (Lastras a kol., 2014). Svahy fjordu mají více jak 30° sklon a jsou pokryty mělkými vulkanickými půdami (Sepúlveda a kol., 2010). Sesuvy jsou v oblasti patagonských fjordů způsobeny zemětřesením, silnými dešti či vulkanickou aktivitou (Naranjo a kol., 2009). Ve fjordu Aysén zapůsobilo právě zemětřesení.

V dubnu roku 2007 zde následkem zemětřesení o velikosti 6,2 M došlo k sérii sesuvů, které vyvolaly lokální vlnu tsunami (viz Obrázek č. 13 a 14). Tato oblast je seismicky aktivní, s novodobým vulkanismem a zlomovými pohyby. Celkem v oblasti fjordu Aysén vzniklo 538 větších i menších sesuvů (Lastras a kol., 2013). Dle Sepúlvedy a kol. (2010) došlo i k dalším sesuvům v okolních kopcích. Na svazích fjordu byly zaznamenány skalní řícení, půdní sesuvy i sesuvy hornin. Vzniklo také několik blokovobahenních proudů (Sepúlveda a kol., 2010). Půda je v této oblasti mělká (méně jak 1 m) a svahy jsou pokryty hustou vegetací. Sesuvy se přednostně vyskytly na svazích s gratinoidními horninami, které jsou součástí tzv. Patagonského batolitu. Největší sesuvy byly u ostrova Mentirosa a v údolí Punta Cola, původní odhady hovořily o objemu 8, resp. 12 mil. m³. Pozdější studie Norské geologické služby, která zde provedla výzkum, objem sesuvu v údolí Punta Cola stanovil na 20,9 mil. m³. Půlka sesunutého materiálu zůstala na pevnině, půlka skončila pod hladinou. Ukázalo se také, že sesuvy, které se dostaly do vody, ve velkém měřítku deformovaly sedimenty na mořském dně a že způsobovaly další podvodní pohyby hmoty (Lastras a kol., 2013).

Následkem sesunutí velkého množství materiálu do vody zde vznikly 3 vlny. Dvě z nich na severním břehu fjordu u Mentirosy a Punta Coly, třetí vznikla u druhého břehu u Aguas Calientes. Dle Naranja a kol. (2009) byly vysoké 5-10 m a dosáhly rychlosti 150-200 km/h. Dle Lastrase a kol. (2014) byly vlny vysoké až 12 m, přičemž na některých místech svahu se vlna dostala až do výšky 50 m nad hladinu. Následkem této události bylo 10 obětí a několik zničených losových farem. Miliony lososů uplavaly a byl tak značně poškozen lososový průmysl, což je nejdůležitější ekonomická aktivita v regionu (Lastras a kol., 2013). Vlny zničily i několik seismometrů umístěných v okolí (Legrand a kol., 2011). K podobné události, tzn. vznik sesuvů a následných vln, zde pravděpodobně došlo i v roce 1927, tehdy zde ale žilo jen pár desítek lidí a záznamy o události tak nejsou dostatečné (Naranjo a kol., 2009)

Obrázek č. 13: Vyobrazení části fjordu Aysén a sesuvů vzniklých při zemětřesení



zdroj: Lastras a kol., 2013

Obrázek č. 14: Průběh sesuvu, vznik tsunami a svahy po sesuvu



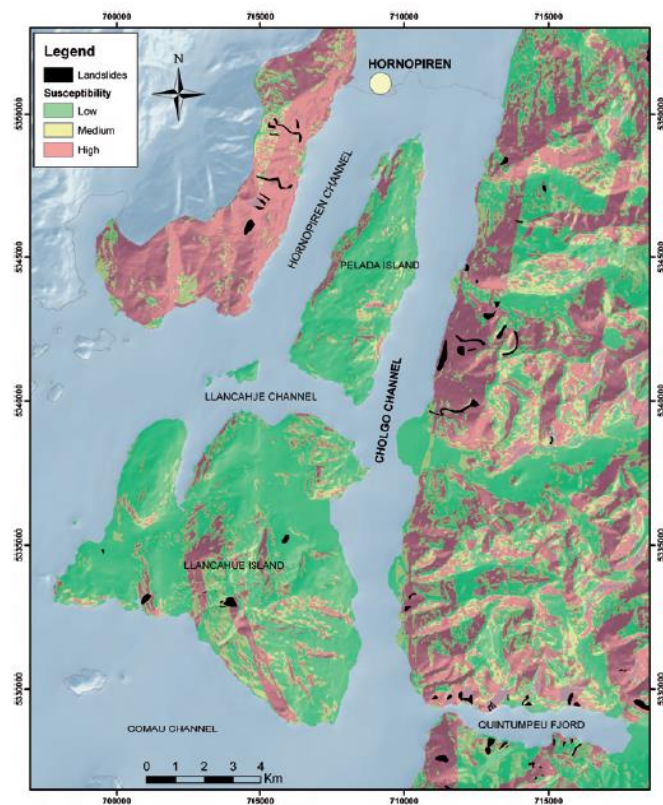
zdroj: Naranjo a kol., 2009

3.4.2. Hornopirén

Druhou zkoumanou oblastí, co se sesuvů týče, je okolí městečka Hornopirén, které je důležitým dopravním uzlem oblasti. Hornopirén se nachází v regionu Los Lagos a žije zde necelých 1300 obyvatel. Stejně jako v oblasti Aysén, i v okolí Hornopirénu probíhá zlomová zóna Liquiñe-Ofqui, se kterou je spojena tektonická i vulkanická aktivita. V této zóně se mohou vyskytovat mělké zemětřesné roje, stejně jako zemětřesení velkého magnitudy, jako tomu bylo v roce 1960 (9,5 M). Tím, že osidlování patagonských fjordů začalo až ve 20. století, neexistuje mnoho záznamů o podobných událostech v tomto regionu. Právě skutečnost, že zde panují podobné podmínky jako ve fjordu u Puerto Aysén, Sepúlveda a kol. (2011) předpokládá, že městu, okolní infrastruktuře a lososovým farmám hrozí potenciální riziko vzniku tsunami způsobené sesuvem.

V okolí Hornopirénu najdeme malé fjordy, rozdělené ostrovy. Hlavními fjordy jsou západní Hornopirén a východní Cholgo, mezi kterými je ostrov Pelada. Tento ostrov je od ostrova Llancahue oddělen stejnojmenným kanálem, jižní stranu ostrova Llancahue omývá kanál Comau. Do pevniny se pak ve východní části oblasti zařezává fjord Quintumpeu. Mnohé svahy ve zkoumané oblasti mají sklon více jak 30° a výšku přes 1000 m. Místní ostrovy mají zarovnanější reliéf. Studie Dr. Sepúlvedy se snaží předpovědět místa, která jsou nejvíce náchylná ke vzniku sesuvů. Zkoumal např. místní litologii, sklon svahů nebo vzdálenost k lineamentům. Průzkumu bylo podrobeno také 72 již vzniklých sesuvů, které byly ale podstatně menšího rozměru, než ty ve fjordu Aysén. Výsledky ukázaly, že největší pravděpodobnost sesuvu je na svazích fjordu Quintumpeu, na západním břehu fjordu Hornopirén, kde hrozí sesuv mělkých půd a na východním břehu fjordu Cholgo, kde může dojít ke skalnímu řícení (viz Obrázek č. 15). Případný vznik vlny tsunami by závisel na objemu a místě sesuvu, přičemž ostrovy by zde mohly fungovat jako clona. Strmé a vysoké svahy v této oblasti jsou v kombinaci s přítomností zlomu příznivé pro vznik sesuvů (Sepúlveda a kol., 2011).

Obrázek č. 5: Mapa náchylnosti k sesuvům v okolí Hornopirénu



zdroj: Sepúlveda a kol., 2011

3.5. GLOF

Glacial lake outburst flood, zkráceně GLOF, je specifický druh povodní, vznikající z důvodu náhlého uvolnění tavné vody z glaciálních jezer (Dussaillant, 2009). Během krátké doby mohou být uvolněny miliony m³ vody s výrazným erozivním a transportním potenciálem (Anaconda a kol., 2015). V češtině pro tento termín neexistuje žádný krátký termín (vhodný by mohl být termín ledovcové povodně), proto se v další části práce bude pracovat s mezinárodním termínem, resp. zkratkou, GLOF. V odborné literatuře se můžeme setkat i s pojmem jökulhlaup, který pochází z islandštiny.

Stejně jako u předchozího rizikového jevu, je i tento proces vázán na horské regiony. Vysokohorské prostředí je charakteristické pohybem velkých mas a vysokou dynamikou celého systému. To splňují i ledovcové regiony v mnoha částech světa. Mezi oblasti, kde se GLOF vyskytuje, můžeme zařadit zejména Himaláje, kanadskou Cordilleru, peruánské Andy, Island, Alpy a také Patagonii (Wang a kol, 2015; Huggel a kol. 2004).

Vznik GLOF je úzce spjat se změnami klimatu, frekvence jejich výskytu obecně není vysoká, ale v posledních desítkách let, ruku v ruce s globálním oteplováním, frekvence výskytu roste (Wang a kol. 2015). Právě glaciální a periglaciální prostředí je citlivé na změny teploty, i při malém zvýšení teploty dochází k tání povrchového i podpovrchového ledu (Huggel a kol. 2004). Díky tomu, jak většina ledovců ustupuje, dochází ke vzniku nových glaciálních jezer a ke zvětšování těch stávajících. Na druhou stranu ale ústup ledovců snižuje tlak na hrazená jezera (Lamsal a kol., 2016; Koschitzki a kol. 2014).

Glaciální jezera jsou obecně špatně dostupná a čas vzniku GLOF jde předpovědět jen velmi obtížně (Koschitzki a kol. 2014). Jezera můžeme rozdělit na 3 hlavní skupiny, a to ledovcová, morénová a jezera hrazená skalním prahem. Mezi ledovcová jezera můžeme zařadit ta, která se vytvářejí pod povrchem nebo na povrchu ledovce a ta, ve kterých je voda zadržována ledovcovým splazem. Jezera za splazem jsou dle Wanga a kol. (2015) relativně stabilní a riziko vzniku GLOF je obecně menší. S GLOF z tohoto typu jezer se můžeme setkat například na Aljašce nebo v pohořích Hindúkuš a Karákoram. Druhým typem, kam patří většina jezer s potenciálem ke vzniku GLOF, jsou jezera morénová. Morénová jezera, jak již název napovídá, jsou hrazena morénou. Vznikají zejména v místech, kde je spodní část ledovce pod úrovní sněhové čáry, sklon terénu je mírný a ledovec již ustoupil do určité vzdálenosti od

jezera. Morénové hráze jsou často složené z nesourodých a nestabilních materiálů, které mohou být náchylné k protržení. Záleží též na poměru šířky a výšky morény nebo na strmosti terénu pod morénou (Lamsal a kol., 2016). Tyto hráze mohou také obsahovat pohřbený led, který může dále snižovat stabilitu hráze, pokud led roztaje, dojde k sesednutí hráze a voda se může přelít před okraj a hráz narušit. Dalšími “narušiteli” mohou být vydatné deště (které zvýší úroveň hladiny), pohyb ledových ker, které mohou ucpat výpust z jezera nebo vlny způsobené větrem, telením ledovce, sesuvem půdy po zemětřesení, skalním řícením či lavinou spadlou do jezera (Zhang a Liu 2015; Wang a kol. 2015; Lamsal a kol., 2016). GLOF z morénových jezer jsou také často doprovázeny bahnotoky a sesuvy, které jen zvyšují škody na majetku a ztráty na životech (Wang a kol., 2015). Naopak výskyt GLOF u jezer hrazených skalním prahem je ojedinělý, jelikož hráze tohoto původu jsou velmi stabilní.

Kontrola GLOF je obtížná a drahá, v určitých oblastech světa je ale nutná. GLOF představuje riziko nejen pro místní obyvatelstvo, ale i pro infrastrukturu (jako např. vodní elektrárny), zemědělskou půdu, turismus nebo životní prostředí (např. lesy). Mnoho škod při těchto událostech je způsobeno unášením velkého množství suti (Dussaillant a kol. 2009; Lamsal a kol., 2016; Wang a kol., 2015).

V chilské Patagonii bylo od roku 1881 do roku 2012 zaznamenáno 48 případů GLOF, 38 u jezer hrazených ledovcem a 10 u jezer hrazených morénou (viz Tabulka č. 7 a 8). V mnoha případech jsou tyto případy zaznamenány dodatečně, klidně i po více letech, kdy jsou vyprázdněná jezera identifikována na leteckých snímcích. Necelých 50 událostí během více jak 130 let se možná nezdá jako vysoké číslo, nicméně je potřeba počítat s tím, že desítky, stovky, možná i tisíce menších událostí dodnes nebyly zaznamenány. Vzhledem k informacím, uvedeným v kapitole o podnebí chilské Patagonie, je zajímavé sledovat datum událostí, vzhledem k fázím jednotlivých oscilací. Zatímco 28 povodní u jezer hrazených ledovcem proběhlo ve studené fázi Pacifické dekadální oscilace, v její teplé fázi proběhlo těchto událostí pouze 10. Naopak u jezer hrazených morénou spadá časově 6 událostí do období teplé fáze a 4 události do období studené fáze. Tyto 4 povodně nicméně proběhly do 4 let od ukončení teplé fáze (r. 1999). Bez povšimnutí nemůže zůstat ani fakt, že drtivá většina GLOF proběhla na východní, tedy závětrné straně Patagonských And, což podporuje tvrzení, že události GLOF jsou spojeny s celkovým zvyšováním globální teploty atmosféry.

Tabulka č. 7: Přehledová tabulka GLOF - jezera hrazená ledovcem

GLOF - JEZERA HRAZENÁ LEDOVCEM				
<i>místo události</i>	<i>datum</i>	<i>rozloha</i>	<i>objem povodně</i>	<i>škody</i>
ledovec San Rafael (-46°42' -73°51')	16.12.1985	?	cca 3200 m ³	?
Laguna Bonita (-46°44' -72°18')	2002, 2008	0,09 km ²	?	povodňová vlna odstranila vegetační pokryv ve vzdálenosti 3,8 km od jezera
jezero Cachet 2 (-47°11' -73°15')	7.4.2008, 8.10.2008, 21.12.2008, 5.3.2009, 16.9.2009, 6.1.2010, 3.3.2010, 27.5.2011, 26.1.2012, 31.12.2012	3,7 km ²	125-230 x 10 ⁶ m ³	hladina řeky Baker se během povodní zvýšila o více jak 4 metry; došlo k poškození zemědělských osad, ztrátě hospodářských zvířat a přerušení pozemních komunikací
jezero Arco (-47°17' -73°15')	1881, 1896, 1897, 1914, 1917, 1928, 1944, 1953, 1955, 1956, 1958, 1963, 1964, 1965, 1966, 1967	?	100-265 x 10 ⁶ m ³	povodně obvykle trvaly 3 dny a voda v řece Colonia se zvýšila o 7 m nad normální úroveň; povodně v 50. letech způsobily ztráty hospodářských zvířat
ledovec Steffen (-47°23' -73°48')	někdy mezi 1987 a 2000, 2010	1,9 km ²	?	?
ledovec Témpano (-48°41' -73°56')	2007	1,8 km ²	?	žádné (neobydlená oblast)
ledovec Dickson (-50°44' -73°06')	1982, 1983 (2x)	?	220-290 x 10 ⁶ m ³	povodně na řece Paine trvaly přes 3 týdny, což způsobilo přerušení pozemních komunikací a ekonomické ztráty pro místní turistický průmysl
Hernando Lamero (-51°19' -73°33')	1946 nebo dříve	?	?	?
Gran Campo Nevado (-52°43' -73°06')	2007 nebo dříve	?	?	?
ledovec Alemania (-54°49' -69°21')	někdy mezi 2008-2011	8,33 → 5,61 km ³	?	žádné (neobydlená oblast)

Zdroj: Anacona (2016), Dussailant a kol. (2009)

Tabulka č. 8: Přehledová tabulka GLOF - jezera hrazená morénou

GLOF - JEZERA HRAZENÁ MORÉNOU				
<i>místo události</i>	<i>datum</i>	<i>rozloha</i>	<i>objem povodně</i>	<i>škody</i>
řeka Lacaya (-42°18' -72°09')	někdy mezi 2000 a 2001	0,33 → 0,15 km ²	?	vzniklý bahnotok poškodil vegetaci ve vzdálenosti 20 km
Monte Erasmo (-46°07' -73°14')	někdy mezi 1985 a 2000	0,65 km ²	?	vzniklý bahnotok poškodil vegetaci ve vzdálenosti 6 km
Estero El Blanco (-46°14' -72°52')	někdy mezi 2000 a 2003	0,12 → 0,04 km ²	?	vzniklý bahnotok poškodil vegetaci ve vzdálenosti 8 km
jezero Engaño (-46°27' -72°58')	1977	1,15 → 0,8 km ²	12-13 x10 ⁶ m ³	zvýšení hladiny ve vesnici Bahía Murta o 1,5 m způsobilo škody na majetku a hospodářských zvířatech
Estero El Pedregoso (-46°28' -72°25')	někdy mezi 1985 a 1987	0,12 → 0,09 km ²	?	vzniklý bahnotok poškodil vegetaci ve vzdálenosti 3,6 km
jezero Leones (-46°44' -73°02')	2000	28 → 14 km ²	?	vzniklý bahnotok poškodil vegetaci
řeka Viviano (-46°44' -72°19')	někdy mezi 1987 a 1998	0,02 → 0,01 km ²	?	vzniklý bahnotok poškodil vegetaci ve vzdálenosti 2,3 km
Cerro Largo (-46°57' -73°15')	16.3.1989	1,82 → 0,98 km ²	229 x10 ⁶ m ³	vzniklý bahnotok zničil několik domů, došlo k vysokým ztrátám hospodářských zvířat
Estero Las Lenguas (-47°43' -72°52')	někdy mezi 1987 a 1998	0,67 → 0,44 km ²	?	vzniklý bahnotok poškodil vegetaci ve vzdálenosti 7,2 km
ledovec Olvidado (-50°53' -73°12')	2003	0,68 km ²	?	povodňová vlna poškodila vegetaci ve vzdálenosti 4,5 km

Zdroj: Anacona (2016), Dussailant a kol. (2009), Anacona a kol. (2015)

3.5.1. Severopatagonské ledovcové pole

Oblastí se zvýšeným výskytem GLOF v Patagonii je zejména Severopatagonské ledovcové pole. Na následujících řádcích budou detailněji popsány GLOF vzniklé ze tří jezer v této oblasti. Dvě povodně vznikly náhlým uvolněním vody z jezer hrazených morénou, jedna vznikla z jezera hrazeného ledovcem.

Prvním jezerem je Lago Leones. Nachází se na severovýchodě Severopatagonského ledovcového pole a bylo hrazené morénou, před protržením zabíralo plochu 28 tis. m². Začalo vznikat v 70. letech 19. století, kdy začal ustupovat ledovec Leones. V průběhu roku 2000 došlo ke skalnímu řízení z útesu nad jezerem, které způsobilo poškození 40 m vysoké hráze jezera a vyvolalo GLOF, která podstatně změnila podobu jezera i morény. V údolí po směru proudu se vytvořila vrstva naplavenin, která byla 800 m dlouhá a téměř 1 km široká, její obsah se odhaduje na 2 mil. m³. Tento nános dočasně přehradil a trvale posunul koryto řeky Leones o 50 m na sever. Zničil také většinu vegetace v údolí. V roce 2003 mělo jezero rozlohu 14 km²

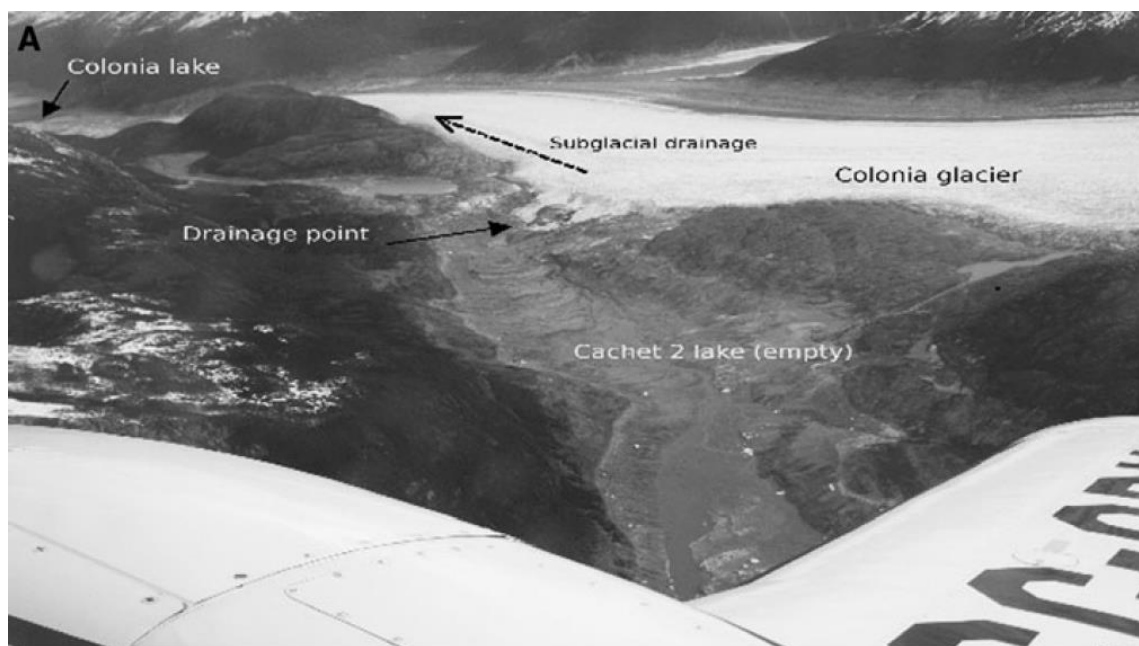
(Harrison a kol., 2006). Jelikož je údolí řeky Leones neobydlené, nevyžádala si událost pravděpodobně žádné ztráty na životech.

Druhým jezerem hrazeným morénou je jezero Engaño, které se nachází zhruba 30 km severně od jezera Leones. Ledovec Engaño, který stejnojmenné jezero vyživuje, dnes již není součástí Severopatagonského ledovcového pole. Stejně jako ostatní ledovce v oblasti i tento ustupoval. Mezi lety 1955 a 1976 se čelo ledovce vzdálilo od morény o 1,5 km. Záplavová vlna z jezera, vzniklého po ústupu ledovce a mající před událostí plochu 1,15 km², zasáhla vesnici Bahía Murta Viejo, která leží na břehu chilsko-argentinského jezera General Carrera, v květnu roku 1977. Vrchy v okolí jezera dosahují výšky až 1950 m n. m. a jsou pokryty ledovci, které klesají až na úroveň 750 m n. m. Svahy kolem jezera jsou náchylné k sesuvům a sněhovým lavinám. Právě sněhová lavina nebo utržení velkého kusu ledovce jsou dvě nejpravděpodobnější příčiny vzniku vlny, která poškodila 50 m vysokou morénovou hráz jezera. Objem vody, která zaplavila údolí řeky Engaño, se odhaduje na 12-13 mil. m³ s rychlostí výtoku z jezera více jak 10 tis. m³/s. Podle svědectví místních obyvatel se výška hladiny řeky v údolí zvýšila o 4 m a ve vesnici Bahía Murta Viejo, která je od jezera vzdálena 26 km, dosáhla výšky 1,5 m. Záplava trvala přibližně 10 hodin. Tato událost si jen díky shodě několika okolností nevyžádala žádné oběti na životech, ale pouze škody na majetku či hospodářských zvířatech. Tou nejdůležitější byla skutečnost, že povodňová vlna dorazila během dne a místní obyvatelé nepřekvapila během spánku. Proud se také pohyboval relativně pomalu, a to přibližně rychlostí 2 m/s. Důležitý byl také nízký počet obyvatel vesnice (údajně 53 dospělých a 73 dětí), díky čemuž mohla evakuace proběhnout rychle. Už před událostí se část původních obyvatel přestěhovala do nově vznikající vesnice Bahía Murta Nuevo, která se nachází o 3 km východněji. Po GLOF se k nim přidal i zbytek původních obyvatel (Anaconda a kol., 2015).

Třetím místem, kde byla zaznamenána GLOF, je z jižní strany ledovcem Colonia hrazené jezero Cachet 2 (viz Obrázek č. 16). Na jih od ledovce najdeme ještě ledovcem hrazené jezero Arco a před ledovcem Colonia poté morénou hrazené jezero Cachet. Tato jezera se opět nacházejí na okraji Severopatagonského ledovcového pole, tentokrát na jeho jihovýchodním okraji. Z tohoto komplexu, který je monitorován od roku 1963, vytéká řeka Colonia, která je přítokem řeky Baker. V rozmezí dvou let bylo na jezeře Cachet 2 zaznamenáno celkem 5 povodní typu GLOF, a to v dubnu, říjnu a prosinci 2008 a v březnu a září 2009 (Dussaillant, 2009). Úplné odvodnění jezera při první GLOF trvalo více jak den (Koschitzki a kol., 2014). Při každé GLOF bylo

uvolněno přibližně 200 mil. m³ vody (pouze v prosinci 2008 to bylo jen 125 mil. m³). Kulminační průtok je odhadován na více jak 3.000 m³/s (v březnu 2009 byl těsně před zničením přístroje naměřen průtok 3800 m³/s). Geomorfologická analýza údolí však ukázala, že v minulosti mohly tyto průtoky dosahovat hodnot až 16000 m³/s. Voda mohla pocházet nejen z jezera Cachet 2, ale i z jezera Arco. Poslední GLOF před touto sérií proběhly naposledy v 60. letech 20. století. Bylo zde tedy 40leté období klidu. O to překvapivější pak tato série byla. Voda se z jezera Cachet 2 dostala do řeky Colonia skrz rozšířenou trhlinu, která pravděpodobně překřížila již existující subglaciální tunel na spodku ledovce, který ústil na jeho čele. Voda musela z jezera až na čelo ledovce urazit vzdálenost 7 km (podle Koschitzkiho (2014) dokonce 8 km). Stejně jako v případě GLOF z jezera Leones, i zde došlo k vysokým škodám na majetku a ke ztrátě hospodářských zvířatech, nedošlo ovšem ke ztrátám na životech lidí (Dussaillant, 2009). Od série GLOF v letech 2008-2009 se jezero Cachet 2 odvodňuje přibližně 1-3krát do roka, proto je potřeba ho pečlivě monitorovat a včas začít s opatřeními, které sníží potenciální škody v údolí řek Colonia a Baker (Koschitzki, 2014). Chilské úřady jednu dobu vážně uvažovali o tom, že by vodnost řeky Baker využily k výrobě elektrické energie. Chile jako rozvojová země stojí o zlepšení svého blahobytu, s čímž jde ruku v ruce zvýšená spotřeba energie, a právě pro vodní energii má tato oblast dobré předpoklady. V zamýšleném komplexu šesti přehrad, měla být jedna z nich postavena nedaleko pod soutokem řeky Barker s Colonií. Stupeň bezpečnosti přehrady měl být koncipován na desetitisíciletou vodu, tedy průtok 5500-8000 m³/s. V projektu se ovšem nepočítalo s velkými nánosy sedimentů, které jsou obvykle přinášeny oběma řekami, a jejichž množství by se mohlo při GLOF ještě výrazně zvýšit, což by mělo vliv nejen na životnost této přehrady (Dussaillant, 2009). Po několikaletých protestech veřejnosti proti výstavbě komplexu bylo od tohoto plánu v roce 2014 upuštěno.

Obrázek č. 16: Vypuštěné jezero Cachet2



zdroj: Dussaillant, 2010

4. Výsledky

V chilské Patagonii se setkáme s celkem pěti významnými geomorfologickými rizikovými procesy, kterými jsou zemětřesení, sesuvy a s nimi spojená tsunami, vulkanismus a povodně typu GLOF.

Prvním zkoumaným procesem bylo zemětřesení, které je zde spojeno jednak se subdukcí litosférických desek, a jednak s aktivitou zlomových zón Liquiñe-Ofqui a Magallanes-Fagnano. Většina zemětřesení probíhá právě v místech těchto linií. Kromě zemětřesení tektonického původu se v této oblasti můžeme setkat i se zemětřesením vulkanického původu. Díky své nepředvídatelnosti je zemětřesení velmi rizikové, jelikož obyvatelstvo nemůže být předem varováno. V chilské části Patagonie bylo za posledních 100 let zaznamenáno 174 zemětřesení s magnitudem větším než 4,5. Kromě toho zde proběhnou ročně stovky menších zemětřesení, která však lidé necítí, případně která nezpůsobují žádné škody. Ze zjištěných dat vyplývá, že po velkém zemětřesení (9,5 M), které v Chile proběhlo v květnu 1960, se četnost výskytů zemětřesení s magnitudem $>4,5$ zvyšuje. Zatímco v letech 1960-1969 zde proběhlo 15 těchto zemětřesení a v období 1990-1999 bylo těchto událostí zaznamenáno 27, tak v období 2000-2016 jich bylo dokonce 100. Tato vysoká čísla jsou ovlivněna erupcemi sopek Hudson v roce 1991 a Chaitén v roce 2008. Například zemětřesení v regionu Los Lagos proběhly až na jeden případ právě v době erupce Chaiténu. Vzhledem k aktivitě zlomu Liquiñe-Ofqui se dá očekávat další růst nebo minimálně udržení současného trendu počtu zemětřesných událostí.

Se zemětřesením je v této části Chile spojen i další rizikový jev, a to sesuvy. Výškově členitý reliéf je obecně oblast náchylná na sesuvy. Ty zde mohou být iniciovány zejména dvěma faktory. Prvním z nich je právě zemětřesení, resp. aktivita zlomů, tím druhým jsou pak srážky. Jelikož jsou ale srážky v této části Chile na rozdíl od jeho severního nebo centrálního území relativně vyrovnané, dochází zde pravděpodobně k vyššímu výskytu sesuvů spojených se zemětřesením. Tento podíl ovšem není jistý, stejně jako celkový počet sesuvů, které na tomto území probíhají. To je způsobeno tím, že sesuvy zde mají pouze lokální charakter a z velké části probíhají v neobydlených oblastech, takže často vůbec nejsou zaznamenány. Výjimku tvoří sesuv ve fjordu Aysén, jehož následkem vznikla lokální vlna tsunami.

Tsunami, která proběhla v tomto fjordu, měla pouze lokální charakter, přesto však napáchala škody na majetku a připravila o život 10 lidí. Co se týče regionální

tsunami, jak jí zná většina lidí např. z Indonésie a Thajska z roku 2004, ta se v této oblasti dosud nevyskytla a není pravděpodobné, že by se tak v budoucnu stalo. Nejbližší zaznamenanou událostí je tsunami spojená se zemětřesením z roku 1960, která si vyžádala tisíc obětí. I zde ovšem probíhala poněkud neobvykle. K pobřeží Chile dorazila již po 5 minutách od vzniku a místo prvotního odlivu přišlo ihned zvýšení hladiny, poté ústup a nakonec 8 m vysoká vlna. I kdyby došlo k podobné události v oblasti Patagonie, její účinky by byly pravděpodobně z velké části eliminovány díky místnímu velmi členitému pobřeží.

Čtvrtým rizikovým procesem Patagonie je sopečná činnost, jelikož je Chile součástí Ohnivého kruhu. Chilské sopky tvořící obloukový systém jsou velmi aktivní a nebezpečné, jelikož jejich magma je díky obsahu kyseliny křemičité husté, zadržuje plyn, který se tak hromadí a při překonání určité meze dochází k sopečné činnosti. Sopky v Patagonii se dělí do Jižní vulkanické zóny (SVZ) a vulkanické zóny Austral (AVZ). Celkově zde bylo identifikováno 23 sopek různého typu, které jsou produktem místní subdukce a jejichž aktivita je spojena se zlomovou zónou Liquiñe-Ofqui. Rizikovost tohoto procesu spočívá hned v několika jevech doprovázejících samotnou erupci. Vzhledem k místnímu vlhkému klimatu je zde vysoká pravděpodobnost vzniku laharů, které mají obvykle na svědomí nejvyšší procento obětí spojených s erupcí. Kromě srážek může lahar vzniknout také díky rychlému roztátí sněhu nebo ledu na vrcholu sopky. Místní reliéf, kde mnoho vrcholů dosahuje vysokých nadmořských výšek, je ideální pro šíření laharů a bahnotoků. Tyto lahary se vyskytly též u erupce Chaiténu v roce 2008, zničily část stejnojmenné obce a zanechaly po sobě vysokou vrstvu sedimentů. Žádné oběti na životech hlášeny nebyly, přesto se určitou chvíli uvažovalo o přesunutí celé vesnice o několik kilometrů. Kromě majetku poškozeného lahary může dojít k poškození budov, strojů i úrody vlivem usazování sopečného popela. V případě erupce Hudsonu v roce 1991 došlo též k úhynu tisíců kusů dobytka, kterému byly znečištěny pitné zdroje, a na území Chile i sousední Argentiny musela být přerušena letecká doprava. Nedá se očekávat, že by se aktivita místního systému měla snižovat. Rostoucí aktivita zlomové zóny Liquiñe-Ofqui by mohla ovlivnit i aktivitu místních sopek. V budoucnu by tak mohlo dojít např. k činnosti sopek AVZ, které nejsou v současnosti dlouhodobě a systematicky sledovány. Sledována ovšem kdysi nebyla ani sopka Chaitén, jejíž erupce pak všechny překvapila. Co se týče sopek v Jižní vulkanické zóně, ty jsou sledovány chilskou Národní službou geologie a hornictví (Sernageomin), která má vypracovaný systém včasného varování. V případě dalších

erupcí by tak pravděpodobně nenastaly ztráty na životech, ale pouze škody na místní vegetaci a na nemovitém majetku.

Posledním rizikovým jevem, se kterým se obyvatelé Patagonie mohou setkat, je povodeň typu GLOF. Za touto zkratkou se ukrývá slovní spojení glacial lake outburst flood, což je druh povodně, která vzniká z důvodu náhlého uvolnění tavné vody z glaciálních jezer, při které mohou být během krátké doby uvolněny miliony m³ vody s výrazným erozivním a transportním potenciálem. Od roku 1881 do roku 2012 bylo na území Patagonie zaznamenáno celkem 48 případů, z toho 38 nastalo u jezer hrazených ledovcem a 10 u jezer hrazených morénou. Frekvence těchto povodní není vysoká, nicméně v posledních desetiletích stále roste. Toto zvyšování je spojeno především se změnou klimatu, která má za následek tání místních ledovců. Nejznámější GLOF proběhly v Severopatagonském ledovcovém poli, konkrétně na jeho východní straně, což má opět spojitost s místním podnebím. Ačkoliv si tyto události nevyžádaly oběti na životech, škody na budovách, infrastruktuře nebo vegetaci byly značné. Tento jev se řadí mezi ty špatně předvídatelné a jeho kontrola je obtížná a drahá. Velká většina oblastí, kde tento rizikový jev probíhá, je neobydlená, mnoho událostí je zaznamenáno až s určitým časovým odstupem, případně nejsou zaznamenány vůbec. Oblasti, jako je např. jezero Cahet 2, ovšem mohou (a pravděpodobně i dále budou) ohrožovat místní obyvatelstvo a proto by měly být monitorovány.

5. Diskuze

V následujících dvou kapitolách budou představena dvě zajímavá témata, která se v poslední době spojují s rizikovými jevy představenými touto prací, a která by mohla mít vliv na budoucí výzkum těchto jevů.

5.1. Deglaciace a vulkanismus

Vliv vulkanismu na deglaciaci je všeobecně znám. Jak je to ale s vlivem deglaciace na vulkanismus? V roce 2009 přišli Huybers a Langmuir ve své práci *Feedback between deglaciation, volcanism and atmospheric CO₂* s teorií, že se v regionech, ve kterých dochází k deglaciaci, zvyšuje vulkanická aktivita. Tato zvýšená aktivita má nastat po dekompresi magmatu ve chvíli, kdy taje led zatěžující povrch nad tímto místem. Autoři tak pracují s teorií, že se vulkanismus zvyšuje tam a tehdy, kde a kdy ubývá led. Druhým důvodem k deglaciaci má být zvýšená produkce CO₂ při těchto erupcích, který následně podporuje další deglaciaci prostřednictvím globálního oteplování. Naopak ubývajících sopečná aktivita během interglaciálů by mohla vést ke snížení CO₂, následnému ochlazení a nástupu další doby ledové. Dle těchto autorů je úbytek zalednění spojován se zvýšeným vulkanismem nejen na Islandu, ve Francii a Německu, ale také na západě USA a v Chile. Zároveň v této práci, ve které pracovali se souborem obsahujícím 5300 sopečných událostí (VEI>2) za posledních 40 tis. let, došli k závěru, že se celosvětový podmořský vulkanismus snížil o 20 %.

O rok později na téma vlivu deglaciace na vulkanismus navázal Tuppen (2010), který přednesl několik klíčových otázek, které by měly být pro potvrzení této teorie potvrzeny, a to: *a)* jak rychle reagují vulkanické systémy na úbytek ledu, *b)* zda jsou sopky citlivé i na malé změny v tloušťce ledu a *c)* jak ústup ledu ovlivňuje tvorbu, skladování a erupci magmatu u stratovulkánů. Sopky pokryté ledem a sněhem se vyskytují kromě Chile i v americkém Kaskádovém pohoří, Aleutsko-Kamčatském oblouku, na Islandu a Antarktidě, v Japonsku a na Novém Zélandu. Právě islandský vulkanismus dává Tuppen za příklad, protože zde v důsledku deglaciace došlo k velmi rychlé reakci vulkanického systému, přičemž následná dekomprese vedla k většímu stupni a rozsahu hloubky tavení pláště. Uznává ovšem, že obecnou teorii spojení deglaciace s vulkanismem nelze dostatečně ověřit, a to z důvodu absence dostatečně časově obsáhlých záznamů o erupcích. Navíc poukazuje na absenci diskuze o tom, zda má mít deglaciace vliv na velikost erupcí nebo jejich četnost, případně na obojí. Autor

dále připomíná, že znalosti o vztahu úbytku zalednění a vulkanismu mají stále mnoho mezer a že když už byl tento vztah zkoumán, zabývaly se studie pouze četností erupcí a nikoliv jejich velikostí. Dalším problémem podle něj je, že byly zkoumány převážně sopky s horizontálním velkoplošným zaledněním, ačkoliv většina sopek (stejně jako v chilské Patagonii) jsou stratovulkány. Jako další důležitý krok Tuppen navrhuje zkoumání reakcí vulkanických systémů jak v delších klimatických cyklech (jako je střídání dob ledových a meziledových), tak i v kratších cyklech v minulém tisíciletí (jako např. Malá doba ledová).

Jako další se rozhodli věnovat tomuto tématu Watt a kol. (2013), přičemž použili datový soubor, se kterým pracovali Huybers a Langmuir (2009), a doplnili ho o data z obloukových vulkanických systémů Kamčatky a Kaskádového pohoří. Poukazují ve své práci na to, že aktuální důkazy o nárůstu postglaciálního vulkanismu jsou nejednoznačné a jsou založené pouze na jednotlivých studiích z konkrétních míst. Samotné datové záznamy jsou omezeny pouze na postglaciální období, protože v době zalednění nebyl dostatek míst vhodných k ukládání tefry (jako např. jezerní plochy nebo půda). Nemůže tedy dojít k porovnání s deglaciací předcházející poslednímu zalednění. Skutečnost, že u některých sopek SZV byla zjištěna zvýšená postglaciální aktivita, považují Watt a kol. za možné dílo náhody. Pro potvrzení vlivu deglaciace na vulkanismus by bylo potřebné, aby se toto zvýšení projevilo u celého oblouku jako celku. Po opakované analýze chilského souboru označili časovou osu erupcí za konstantní, stejně jako Tuppen (2010) zhodnotili datové soubory jako příliš krátké a tudíž omezující sílu z nich vyvozených závěrů. Zpoždění deglaciace a reakce vulkanismu činí v Chile 1-2 tis. let, zatímco na Islandu došlo k reakci téměř ihned po deglaciaci, přičemž tato doba může odrážet časové rozmezí stoupání magmatu zemskou kůrou. Na Islandu navíc zaznamenali nárůst frekvence erupcí až o několik řádů. Svou roli ovšem může hrát fakt, že Island se nachází nad divergentním rozhraním litosférických desek. Celkově došli Watt a jeho kolegové k závěru, že vliv deglaciace na obloukový vulkanismus byl daleko menší, než tomu bylo u riftů nebo v prostředí jednotlivých litosférických desek. Co se týče vlivu oxidu uhličitého, připouští, že zvýšené emise CO_2 během druhé poloviny deglaciace mohly přispět k pokračujícím klimatickým změnám, odmítají ovšem teorii, že by tyto emise mohly hrát dominantní roli. Jejich analýza tří vulkanických oblouků nevykazuje statisticky významné změny ve frekvenci nebo velikosti erupcí. Zatímco Huybers a Langmuir (2009) navrhovali až sedminásobné globální zvýšení postglaciální sopečné aktivity, Watt a kol. (2013)

navrhují maximálně dvojnásobné zvýšení a i to je možná výrazně nadhodnocené. Do budoucna navrhují vypracování podrobných případových studií aktuálně i dříve zaledněných sopek a zlepšení záznamů o erupcích.

K tématu se ještě v minulém roce vrátili Rawson a kol. (2016). Ve své práci navrhují, že deglaciace má u sopek v subdukčních zónách vliv spíše na pohyb magmatu uvnitř kůry, než na tvorbu taveniny. Opět ale připomínají skutečnost, že ze současných datových sad není možné zjistit, jestli je vliv deglaciace zanedbatelný, nebo se nedá prokázat kvůli neúplné erupční historii. Jejich názor, že postupný nástup erupcí časově odpovídá zvyšující se zeměpisné šířce (a tudíž ústupu zalednění), prý podporuje synchronizace známého erupčního chování na chilských sopkách Calbuco, Puyehue-Cordón Caulle a Villarica. Zde je ovšem nutné opět zmínit názor Watta a kol. (2013), že by byla potřeba pro potvrzení teorie vlivu deglaciace na vulkanismus potvrdit toto chování u vulkanického oblouku jako celku a nikoliv jen na vybraných sopkách.

5.2. Rizikové geomorfologické procesy a dálkový průzkum země

Jedním z prostředků, s jehož pomocí můžou Chileané čelit (alespoň některým) rizikovým geomorfologickým procesům na svém území, je dálkový průzkum země, zkráceně DPZ. Jak uvádí Kolář (1990), data získaná dálkovým průzkumem se, kromě jiného, využívají při detekci vodních ploch, sledování změn vegetačního krytu, nebo pro monitoring přírodních katastrof, jako jsou např. lesní požáry. V posledních letech už ale DPZ neslouží jen k průběžnému nebo následnému monitoringu situace. Svě využití najde i při předpovědi možných nebezpečných událostí, kterých v chilské části Patagonie hrozí více než dost. V současnosti jsou družicové snímky, případně data z leteckého snímkování, důležitou součástí systémů včasného varování. Pořád zde ale existují mezery, jako je tomu v případě zemětřesení a následné vlny tsunami. Vzhledem k tomu, jak tyto nebezpečné procesy přicházejí nečekaně a jak mají rychlý průběh, se musí chilské obyvatelstvo spolehnout na pozemní síť monitorovacích zařízení. Co se týče rizikových sesuvů, zde se dálkový průzkum ve světovém měřítku využívá v hojně míře. Pomocí dat DPZ je možné nebezpečí spojeným se sesuvy zcela zabránit nebo je aspoň zmírnit, a to díky včasnému vymezení rizikových oblastí, které pak mohou být podrobeny detailnějšímu zkoumání. Nicméně je důležité připomenout, že sesuvy v Patagonii jsou často spojeny se zemětřesením (na rozdíl třeba od severní části Chile, kde hrají významnou roli srážky), což značně snižuje míru předvídatelnosti. Nicméně,

data z dálkového průzkumu se dají v Patagonii ve velké míře použít při studiu vulkanismu a povodní typu GLOF.

Jako příklad místního využití DPZ poslouží stratovulkán Hudson a jeho erupce v roce 2011. Mnoho sopek vykazuje před erupcí určitou aktivitu (Reath a kol., 2016). Ta může být zaznamenána právě na satelitních snímcích, kterých se v tomto případě využilo i kvůli špatné dostupnosti sopky. S pomocí radaru a termálního snímkování se sledovaly deformace terénu Hudsonu, které by mohly určit, kde se nachází magma. V letech 2004 až 2010 se určitá místa zvyšovala o 2-3 cm/rok. To je přibližně polovina toho, o kolik část sopky rostla v letech 1993-1999 po velké erupci z roku 1991. Tato deformace povrchu proběhla na jiném místě, než tomu bylo v 90. letech. Z těchto dat vyplynulo, že deformace vznikala minimálně 6 let před erupcí. Při analýze termálních snímků bylo zjištěno, že termální anomálie na povrchu Hudsonu se začaly projevovat minimálně 6 měsíců před samotnou explozí. Ačkoliv využití satelitních nebo leteckých snímků u tohoto stratovulkánu stěžuje přítomnost sněhu, ledu a vegetace, jeví se použití těchto snímků, v kombinaci s daty ze seismografických stanic, jako vhodná pozorovací metoda, která by mohla přispět k předpovězení další erupce na Hudsonu i na dalších sopek po celém světě (Delgado a kol., 2014).

Co se týče rizikového procesu GLOF, využití dat dálkového průzkumu se zde přímo nabízí. Vzhledem k rychlým změnám, ke kterým v místním glaciálním a periglaciálním prostředí dochází, a vzhledem k množství míst (a často i jejich nedostupnosti), kde k těmto změnám dochází, je zapojení dálkového průzkumu takřka nezbytné. Primárně se dají data využít pro monitoring ustupujících ledovců a pro detekci nově vznikajících jezer. V kombinaci s GIS jsou tato data vhodná jak pro prvotní vyhodnocení situace, tak pro vyhodnocování možných následků pro okolní přírodu, místní obyvatele nebo infrastrukturu. Poté, co jsou pomocí dálkového průzkumu detekována riziková místa, můžou být tato místa podrobena detailnějšímu zkoumání (Huggel a kol., 2004). To může být provedeno pomocí terénního průzkumu, při kterém může být u rizikových jezer instalován třeba kamerový systém. To sice není klasický dálkový průzkum ve smyslu monitoringu ze vzduchu, nicméně to umožňuje téměř nepřetržitou kontrolu bez nutnosti přítomnosti lidí v dané lokalitě. Jako příklad můžeme uvést lokalitu jezera Cachet 2 v Severopatagonském ledovcovém poli. Po sérii GLOF mezi lety 2008 a 2009 zde byl nainstalován monitorovací systém, který jednou denně pořizoval snímek hladiny. Tento snímek byl poté manuálně vyhodnocen a byla určena výška hladiny. Poté byly přidány další kamery, které snímaly v jiných

intervalech, a přesnost určení výšky hladiny se pohybovala v řádu decimetrů. Nevýhoda tohoto typu snímání je ovšem finanční náročnost (při použití většího množství kamer lepší kvality) a také místní klimatické a světelné podmínky (Koschitzki, 2014). Použití takového systému na rizikových místech, jakým (nejen) jezero Cachet 2 bezesporu je, se nicméně velmi vyplatí.

6. Závěr

Z této práce vyplývá, že chilská Patagonie patří z celosvětového hlediska mezi velmi aktivní a dynamické oblasti. Některé procesy působí samostatně, jiné v kombinaci s ostatními, jedna fyzicko-geografická podmínka ovlivňuje tu druhou. Na relativně malé ploše se zde setkáváme s hned několika rizikovými geomorfologickými procesy. Ačkoliv tyto procesy probíhají na Zemi již miliony let a člověk už je určitou dobu studuje, stále je zde velký prostor pro zkoumání mechanismu jejich vzniku, průběhu a důsledků. Je též potřeba věnovat zvýšenou pozornost klimatickým změnám místního i celosvětového charakteru, jelikož tyto změny dále ovlivňují procesy geomorfologického i jiného původu. Je potřebné pokusit se předpovědět jejich budoucí vývoj a chovat se tak, aby jejich negativní dopady byly co nejmenší.

Připravit se na projevy těchto procesů je z povahy věci často velmi obtížné. Ačkoliv je monitoring těchto procesů na slušné úrovni a stále se zlepšuje, nedokáže úplně zabránit škodám, které mohou vzniknout na životech a majetku místních obyvatel. Chile má vybudovanou síť seismometrů, řídí se určitými stavebními předpisy, sleduje aktivitu některých svých sopek a je součástí Pacific Tsunami Warning System (PTWS), najdou se zde ovšem i některé nedostatky, jako například nepříliš dobrá síť klimatických stanic. Nedá se nic namítnout proti tomu, že Chile nechce umísťovat klimatické stanice do neobydlených oblastí, jelikož by obsluha a servis těchto stanic byla finančně velmi nákladná. Zkvalitnění místní sítě by ovšem zajisté přispělo k lepšímu přehledu o klimatických změnách a jejich vlivu na rizikové procesy, jako je např. GLOF. Ačkoliv i dálkový průzkum fyzicko-geografických podmínek a procesů je nákladná záležitost, má určité výhody, které by se měly využít.

Vzhledem k celosvětovému růstu populace by se dalo očekávat, že v budoucnu poroste i populace obyvatel této oblasti. Stejně tak by se mělo počítat s tím, že může (a pravděpodobně bude) růst i frekvence těchto rizikových procesů. V budoucnu by tak teoreticky mohla nastat i situace, kdy bude muset některá oblast čelit všem pěti rizikovým geomorfologickým procesům současně.

7. Zdroje

7.1. Seznam použité literatury

ANACONA P. I. a kol. (2015): Reconstruction of a glacial lake outburst flood (GLOF) in the Engaño Valley, Chilean Patagonia: Lessons for GLOF risk management, *Science of the Total Environment*, 527-528, 1-11.

ANACONA P. I. (2016): Hazardous Geomorphic Processes In The Extratropical Andes With A Focus On Glacial Lake Outburst Floods, *Doctor Thesis*, Victoria University of Wellington

BREUER S. a kol. (2010): Glacial and tectonic control on fjord morphology and sediment deposition in the Magellan region (53°S), Chile, *Marine Geology*, 346, 31–46

BUZEK L. a HAVRLANT M. (1977): Základy geomorfologie a biogeografie; Pedagogická fakulta, Ostrava.

CARN S. A. a kol. (2009): The unexpected Awakeing of Chaitén Volcano, Chile; *EOS*, Vol. 90, No. 24.

CARRASCO J. F. (2008): Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations, *Journal of Glaciology*, Vol. 54, 186

CECIONI A. a PINEDA V. (2010): Geology and Geomorphology of Natural Hazards and Human-Induced Disasters in Chile; *Developments in Earth Surface Processes*, Vol. 13.

CERDA C. J. (2017): Evidencia de cambio climático en Chile sus proyecciones y consecuencias, *Trabajo Fin de Máster*

CISTERNAS A. a VERA E. (2008): Sismos históricos y recientes en Magallanes, *Magallania*, vol. 36, núm. 1, pp. 43-51

CLAPPERTON Ch. M. (1994): The quaternary glaciation of Chile: a review, *Revista Chilena de Historia Natural*, 67: 369 - 383

CRUMMENERL R. (2008): Přírodní katastrofy; Fraus, Plzeň.

DAVIES B. J. a GLASSER N. F. (2012): Accelerating shrinkage of Patagonian glaciers from the Little Ice Age (~AD 1870) to 2011, *Journal of Glaciology*, Vol. 58, No. 212

DE PORRAS M. E. a kol. (2014): Environmental and climatic changes in central Chilean Patagonia since the Late Glacial (Mallín El Embudo, 44°S), *Climate of the Past*, 10, 1063–1078

DELGADO F. a kol. (2014): The 2011 Hudson volcano eruption (Southern Andes, Chile): Pre-eruptive inflation and hotspots observed with InSAR and thermal imagery; *Bulletin of Volcanology*, 78:815.

DEMEK J. (1985): Obecná geomorfologie; Státní pedagogické nakladatelství, Praha.

DOWDESWELL J. A. a kol. (2016): Assemblage of glacial and related landforms in the fjords of southern Chile, *Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient*, 46, 131–134

DUSSAILLANT A. a kol. (2010): Repeated glacial-lake outburst floods in Patagonia: an increasing hazard?, *Natural Hazards*, 54: 469-481.

GARREAUD R. D. (2009): The Andes climate and weather, *Advances in Geosciences*, 22, 3–11

GEORGIEVA V. a kol. (2016): Tectonic control on rock uplift, exhumation, and topography above an oceanic ridge collision: Southern Patagonian Andes (47°S), Chile, *Tectonics*, 35

GHIGLIONE M. C. a kol. (2016): Growth of the Southern Patagonian Andes (46–53°S) and Their Relation to Subduction Processes, *Earth System Sciences*

- GLASSER N. F. a kol. (2008): The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38°S and 56°S, *Quaternary Science Reviews*, 27, 365–390
- GROMAN J. (2002): Atlas přírodních katastrof; Albatros, Praha.
- HARRISON S. a kol. (2006): A glacial lake outburst flood associated with recent mountain glacier retreat, Patagonian Andes; *The Holocene*, 16,4, pp. 611-620.
- HORNÍK S. a NETOPIL R. (1986): Fyzická geografie; Státní pedagogické nakladatelství, Praha.
- HOWE J. A. a kol. (2010): Fjord systems and archives: a review, *Geological Society*, v. 344; p. 5-15
- HUGGEL CH. a kol. (2004): GIS-based modeling of glacial hazards and their interactions using Landsat-TM and IKONOS imagery, *Norsk Geografisk Tidsskrift–Norwegian Journal of Geography*, vol. 58, 61-73.
- HULTON N. J. R. a kol. (2001): The Last Glacial Maximum and deglaciation in southern South America, *Quaternary Science Reviews*, 21, 233–241
- HUYBERS P. a LANGMUIR CH. (2009): Feedback between deglaciation, volcanism, and atmospheric CO₂, *Earth and Planetary Science Letters*, 286, 479–491
- HÝBAL L. a HÝBALOVÁ J. (1989): Od tsunami po lavíny; Mladé letá, Bratislava.
- CHÁBERA S. (1996): Geomorfologie; Jihočeská univerzita, České Budějovice.
- CHAPRON E. a kol. (2016): Impact of the 1960 major subduction earthquake in Northern Patagonia (Chile, Argentina), *Quaternary International*
- CHEN J. L. a kol. (2007): Patagonia Icefield melting observed by Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE), *Geophysical Research Letters*, Vol. 34

INSTITUTO NACIONAL DE ESTADISTICAS (2008): División político-administrativa y censal, 2007.

IRIARTE J. L. a kol. (2010): Patagonian Fjord Ecosystems in Southern Chile as a Highly Vulnerable Region: Problems and Needs, *AMBIO*, 39: 463–466

JAKEŠ P. (2005): Vlny hrůzy: zemětřesení, sopky a tsunami; Nakladatelství Lidové noviny, Praha.

JOHNSTON J.B. a kol. (2012): An examination of hazard communication logs and public response during the 1946 and 1960 tsunamis that impacted Hilo, Hawaii; *Geological Society London Special Publications*, 361(1):91-105.

JÜNG-HUTTL A. (1994): Vulkány: Kde Země chrlí oheň a popel; Kontakt plus, Bratislava.

KARÁSEK J. (2001): Základy obecné geomorfologie; Masarykova universita, Brno.

KERR A. a SUGDEN D. (1994): The Sensitivity of the South Chilean Snowline To Climatic Change, *Climatic Change*, 28: 255-272

KOLÁŘ J. (1990): Dálkový průzkum země, Praha.

KOSCHITZKI R. a kol. (2014): An autonomous image based approach for detecting glacial lake outburst floods, *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, vol. XL-5, ISPRS Technical Commission V Symposium, 23 – 25 June 2014, Riva del Garda, Italy.

LAGABRIELLE Y. a kol. (2004): Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction, *Tectonophysics*, 385, 211 –241

LAMSAL D. a kol. (2016): An assessment of conditions before and after the 1998 Tam Pokhari outburst in the Nepal Himalaya and an evaluation of the future outburst hazard, *Hydrological Processes*, 30, 676-691.

LARA L. E. (2009): The 2008 eruption of the Chaitén Volcano, Chile: a preliminary report; *Andean Geology*, 36 (1): 125-129.

LASTRAS G. a kol. (2013): Landslides Cause Tsunamis Waves: Insights From Aysén Fjord, Chile; *EOS*, Vol. 94, No. 34.

LASTRAS G. a kol. (2014): Earthquakes, subaerial and submarine landslides, tsunamis and volcanoes in Aysén Fjord, Chile; *Poster n. OS33A-1041*.

LEGRAND D. a kol. (2011): The fluid-driven tectonic swarm of Aysen Fjord, Chile (2007) associated with two earthquakes ($M_w=6.1$ and $M_w=6.2$) within the Liquiñe-Ofqui Fault Zone; *Continental Shelf Research*, 31, 154-161.

LUHR J. F. (2004): Země; Euromedia Group k.s.- Knižní klub v Praze.

MAJOR J. J. a LARA L. E. (2015): Overview of Chaitén Volcano, Chile, and its 2008-2009 eruption; *Andean geology*, 40(2):195-215.

MONTGOMERY D. R. a kol. (2001): Climate, tectonics, and the morphology of the Andes, *Geology*, v. 29, no. 7, p. 579–582

MURRAY D. S. a kol. (2012): Northern Hemisphere forcing of the last deglaciation in southern Patagonia, *Geology*

NARANJO J. A. a kol. (1993): La erupción del volcán Hudson en 1991 (46°S), Región XI, Aisén, Chile; *Boletín*, No. 44.

NARANJO J. A. a kol. (2009): Mass movement-induced tsunamis: main effects during the Patagonian Fjordland seismic crisis in Aisén (45°25'S), Chile; *Andean Geology*, 36(1): 137-145.

NARANJO J. A. a STERN CH. R. (2004): Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30'-45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone; *Revista Geológica de Chile*, Vol. 31, No. 2, p. 225-240.

ONDŘÁŠIK R. a kol. (2011): Geologické hazardy a ich prevencia; Vydavateľstvo Univerzity Komenského, Bratislava.

PERRUCA L. a kol. (2015): Neotectonics and seismicity in southern Patagonia; *Geological Journal*.

POLEDNE A. (2000): Největší katastrofy 20. století; Volvox Globator, Praha.

RAWSON H. a kol. (2016): The magmatic and eruptive response of arc volcanoes to deglaciation: Insights from southern Chile, *Geology*, v. 44; no. 4; p. 251–254

REATH K. A. a kol. (2016): Predicting eruptions from precursory activity using remote sensing data hybridization; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 321, 18-30.

RIGNOT E. a kol. (2003): Contribution of the Patagonia Icefields of South America to Sea Level Rise, *Science*, vol. 302/5644

RIVERA A. a BOWN F. (2013): Recent glacier variation on active ice capped volcanoes in the Southern Volcanic Zone (37°-46°S), Chilean Andes; *Journal of South America Earth Sciences*, 45, 345-356.

RIVERA A. a kol. (2012): Glacier responses to recent volcanic activity in Southern Chile, *Environmental Research Letters*, 7, 10pp

ROSENBLÜTH B. a kol. (1997): Recent Temperature Variations in Southern South America, *International Journal of Climatology*, Vol. 17, 67–85

RUBIN K. (2007): Sopky a zemětřesení; Slovart, Praha

SAGREDO E. A. a LOWELL T. V. (2012): Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate Change, *Global and Planetary Change*, 86–87, 101–109

SCASSO R. A. (1994): Sedimentological analysis of the tephra from the 12-15 August 1991 eruption of Hudson Volcano; *Bulletin of Volcanology*, 56:121-132.

SEPÚLVEDA S. A. a kol. (2010): Landslides induced by the April 2007 Aysén Fjord earthquake, Chilean Patagonia; *Recent Landslides*, 7, 483-492.

SEPÚLVEDA S. A. a kol. (2011): Susceptibility of coastal landslides and related hazards in the Chilean Patagonia: The case of Hornopirén area (42°S); *Ivestig. Geogr.*, 43: 35-46.

SCHNEIDER CH. a kol. (2003): Weather Observations across The Southern Andes at 53°S, *Physical Geography*, 24, 2, pp. 97–119

SOTO M. V. (2009): Geography of the chilean fjord region (část knihy Marine Benthic Fauna of Chilean Patagonia: Illustrated Identification Guide)

STERN CH. R. (2004): Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting, *Revista Geológica de Chile*, Vol. 31, No. 2, p. 161-206

THOMPSON S. N. a kol. (2001): Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (Southern Chile) and its correlation to different subduction processes, *Tectonics*, vol. 20, no. 5, pages 693-711

TILLING R. I. (2009): Volcanism and associated hazards: the Andean perspective, *Advances in Geosciences*, 22, 125–137

TUPPEN H. (2010): How will melting of ice affect volcanic hazards in the twenty-first century?, *Philosophical Transaction of The Royal Society*, 368, 2535–2558

VILLALBA R. a kol. (2003): Large-Scale Temperature Changes Across the Southern Andes: 20th-Century Variations in the Context of the Past 400 years, *Climatic Change*, 59: 177–232

WANG S. a kol. (2015): Moraine-dammed lake distribution and outburst flood risk in the Chinese Himalaya, *Journal of Glaciology*, vol. 61, no. 225.

WARREN C. R. a SUGDEN D. E. (1993): The Patagonian Icefields: A Glaciological Review, *Arctic and Alpine Research*, Vol. 25, No. 4, pp. 316-331

WATT S. F. L. a kol. (2009): Fallout and distribution of volcanic ash over Argentina following the May 2008 explosive eruption of Chaitén, Chile; *Journal of geophysical research*, vol. 114.

WATT S. F. L. a kol. (2013): The volcanic response to deglaciation: Evidence from glaciated arcs and a reassessment of global eruption records, *Earth-Science Reviews*, 122, 77–102

WELLER D. J. a kol. (2015): Tephrochronology of the southernmost Andean Southern Volcanic Zone, Chile, *Bulletin of Volcanology*, 77:107

WILSON T. (2012): Short- and long-term evacuation of people and livestock during volcanic crisis: lessons from the 1991 eruption of Volcán Hudson, Chile; *Journal of Applied Volcanology*, 1:2.

SMITH, K. (2013): Environmental hazards: assessing risk and reducing disaster; Routledge, Abingdon-on-Thames.

ZÁRUBA Q. (1987): Sesuvy a zabezpečování svahů; Academia, Praha.

ZHANG X. a LIU S. (2015): A framework of numerical simulation on moraine-dammed glacial lake outburst floods, *Journal of Arid Land*, 7(6): 728–740.

7.2. Seznam použitých internetových zdrojů

Earthquake Catalog [online].

Dostupné z: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/> [cit. 5.7.2017]

Encyclopædia Britannica [online]: Ferdinand Magellan.

Dostupné z: <https://www.britannica.com/biography/Ferdinand-Magellan> [cit. 14.6.2016]

Encyclopædia Britannica [online]: Peru-Chile Trench.

Dostupné z:

<https://www.britannica.com/place/Peru-Chile-Trench> [cit. 14.6.2016]

Encyclopædia Britannica [online]: Tierra del Fuego.

Dostupné z: <http://www.britannica.com/place/Tierra-del-Fuego-archipelago-South-America> [cit. 14.6.2016]

Geologycafe [online]: South America Subduction.

Dostupné z: http://geologycafe.com/images/south_america_subduction.jpg [cit. 2.6.2016]

Global Volcanism Program [online]: Database

Dostupné z: http://volcano.si.edu/search_volcano.cfm [cit. 29.5.2017]

Klimadiagramme weltweit Südamerika [online]: stanice Isla Diego Ramirez, Puerto Aysén, Puerto Montt a Punta Arenas.

Dostupné z: http://www.klimadiagramme.de/index_5.html [cit. 4.6.2016]

Magnitude/Intensity [online].

Dostupné z: <https://pnsn.org/outreach/about-earthquakes/magnitude-intensity> [cit. 8.7.2017]

Přírodní katastrofy a environmentální hazardy [online]: Svahové pohyby.

Dostupné z: <http://www.sci.muni.cz/~herber/slide.htm> [cit. 29.6.2016]

Sernageomin [online]: Volcanoes

Dostupné z: <http://www.sernageomin.cl/volcanes.php> [cit. 2.6.2017]

Tsunami Laboratory [online]: Analysis of the Tsunami Travel Time maps for damaging tsunamis in the World Ocean.

Dostupné z: http://tsun.sccc.ru/TTT_rep.htm [cit. 28.6.2016]

7.3. Seznam ostatních zdrojů

osobní komunikace:

Francisca Bown, Centro de Estudios Científicos (CECs), Valdivia

María Eugenia de Porras, Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas, La Serena

Charles R. Stern, University of Colorado, Boulder